

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LE STOCKAGE DE CARBONE DANS LES SÉDIMENTS DES LACS QUÉBÉCOIS :
QUANTIFICATION ET COMPARAISON DES STOCKS RÉGIONAUX.

THÈSE
PRÉSENTÉE
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN BIOLOGIE

PAR
MARIE-EVE FERLAND

SEPTEMBRE 2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

DÉDICACE

*Cette thèse est dédiée à
la mémoire de ma mère Nicole Fleury,
une femme et une mère dévouée et exceptionnelle
qui m'a montré comment foncer dans la vie
Elle nous a quittés en 2008.*

*Elle est aussi dédiée à la mémoire
de mon père Robert Ferland
un père aimant qui m'a montré à rire de la vie.
Il nous a quittés en 2009.*

Je suis privilégiée de vous avoir eus dans ma vie.

REMERCIEMENTS

Cette thèse n'aurait pas vu le jour sans la présence et le soutien de plusieurs personnes qui ont croisé ou partagé ma route au fil des ans. Je voudrais les remercier puisque sans eux, la réalisation de cette thèse n'aurait pas été possible.

Je voudrais tout d'abord remercier deux hommes exceptionnels qui ont su me guider pendant les dernières années vers l'achèvement de mon doctorat : Yves Prairie et Paul del Giorgio. Outre leur grand talent en tant que scientifiques, ils se sont également révélés être d'une grandeur d'âme et d'une patience inébranlables. Je tiens à vous remercier spécialement pour avoir été présents au cours des dernières années et d'avoir su me montrer ce que peut être un bon scientifique, un mentor présent pour ses étudiants, me transmettre la passion de l'enseignement, mais surtout de réaliser tout cela tout en étant un chercheur impliqué et un homme présent pour sa famille. Vous le savez sans doute déjà, mais vous vous complétez tellement que vous êtes pour moi le couple parfait, scientifiquement parlant... Je tiens également à remercier mes amis et collègues doctorants qui ont su me montrer la voie à suivre, mais surtout qui ont su être des amis formidables, Jérôme Comte, Richard Vogt, François Guillemette, Dominic Vachon et Jean-François Lapierre, sans vous les gars ça n'aurait pas été pareil.

Je tiens également à remercier personnellement tous les aides de terrain et de laboratoire que j'ai eu au fil des ans sans qui mon projet n'aurait jamais vu le jour : Simon Barette, Delphine Marchand, Martine Camiré, Marie-Eve André, Gaëlle Derrien, Rabia Oukaci, Justine Lacombe-Bergeron, Véronique Ducharme-Riel, les autochtones cris de Eastmain, et Eric de Uppsala. Merci à tous mes collègues et amis du CarBBAS et du GRIL-UQAM pour leur support, les discussions et la collégialité toute particulière à l'UQAM.

Également, je tiens à remercier personnellement tous les résidents, campings, municipalités et associations de lacs qui ont grandement facilité l'accès aux lacs étudiés dans cette thèse. Ils ont tous été d'une grande générosité.

Je désire remercier pour leur temps et leur conseils judicieux Jon Cole et Claude Hilaire-Marcel lors de la défense de mon proposé de recherche et même au-delà. Aux membres du jury, qui ont accepté de lire, commenter cette thèse pour l'amener à un niveau supérieur, merci de votre temps et de votre générosité. Je voudrais également souligner la présence des étudiants et chercheurs du GRIL au fil des ans qui grâce à des symposiums annuels qui ont permis d'améliorer la qualité des résultats présentés dans cette thèse.

Par ailleurs, sans le financement de mes recherches la réalisation de cette thèse n'aurait pas été possible. Merci au Fond de recherche québécois en nature et technologie pour ma bourse doctorale, merci à l'UQAM pour la bourse FARE, et à Hydro-Québec Production pour le financement de terrain à la Baie James. Le soutien financier du Conseil national de recherche en sciences naturelles et génie à Paul del Giorgio et Yves Prairie, du FQRNT et de l'UNESCO ont permis de me soutenir au fil des ans. Le financement du GRIL via le FQRNT m'a également permis de faire un stage à l'étranger.

Une mention spéciale à mes alter-égaux suédois de l'université d'Uppsala, Cristian Gudasz, Sebastian Sobek, Lars Tranvik et David Bastviken de l'Université de Linköping pour deux mois de recherche mémorables et plein de rebondissements, ce fut l'expérience d'une vie de faire du terrain et du laboratoire à l'étranger.

Maintenant sur une note un peu plus personnelle, je tiens à remercier ma famille et mes amis pour leur soutien au fil des ans. Je tiens particulièrement à remercier mes défunts parents qui m'ont soutenu et encouragé tout au long de mes études, ainsi que mes grand-parents maternels qui ont su être là pour moi en tout temps. Plus que tout, à mon conjoint Sébastien qui était tout simplement là pour traverser les tempêtes avec moi, un gros merci mon amour. Ultimement, merci à mon petit homme d'amour qui est un fils exceptionnel et qui a changé à tout jamais ma vie. Un cadeau en cours de doctorat qui a fait de moi une femme complète et une mère comblée.

AVANT-PROPOS

Dans le contexte où les gaz à effet de serre sont en hausse au niveau mondial (IPCC, 2007), la contribution des lacs à l'émission et au stockage de carbone reste encore à définir (Cole *et al.*, 2007). Les lacs, en stockant du C dans leurs sédiments, sont des puits important de C à l'échelle du paysage et influencent la balance régionale de C. Cette thèse étudie le stockage de carbone, mais surtout l'accumulation de carbone dans les sédiments lacustres et ce, à différentes échelles temporelles. Elle explore ultimement les modèles prédictifs de stockage de C à l'échelle régionale.

Les résultats de cette thèse sont présentés à l'aide de trois chapitres, dont 1 est publié sous forme d'article scientifique, un autre est actuellement en cours de révision et le dernier est en préparation pour soumission. Mes superviseurs, Profs. Yves Prairie et Paul del Giorgio ont assuré les moyens financiers et logistiques pour mener à bien mes recherches, ont participé au développement des idées et de l'approche expérimentale, m'ont conseillée sur les analyses et ont fourni des commentaires sur les différents chapitres de cette thèse. Leurs noms apparaissent donc comme co-auteurs à chaque publication. Ces travaux ont également été réalisés avec l'aide d'un chercheur post-doctoral, Cristian Teodoru, qui a séjourné à l'UQAM. Les travaux du dernier chapitre ont été réalisés en collaboration avec les chercheurs Prof. Lars Tranvik et Prof. Sebastian Sobek de l'université d'Uppsala et avec Prof. David Bastviken de l'université de Linköping qui ont participé à l'échantillonnage et au développement des idées du dernier chapitre.

Ce travail contribue grandement à l'avancement des connaissances en biogéochimie du carbone :

1. Il est le premier à proposer une approche d'estimation du volume sédimentaire lacustre à haute résolution spatiale. Ceci permet d'estimer de façon plus précise le stock de C total des sédiments et surtout de ne pas

surestimer l'accumulation moyenne des sédiments lacustres. En comparaison à l'estimation traditionnelle basée sur l'utilisation d'une carotte centrale seule pour estimer les taux d'accumulation, les résultats de cette thèse démontrent qu'actuellement nous surestimons entre 30 et 200% les taux d'accumulation de C dans les sédiments.

2. Il permet également de quantifier spécifiquement le stock et l'accumulation de C lacustre boréal et tempéré dans les sédiments du Québec. Les résultats de cette thèse soulignent que la morphométrie des bassins lacustres détermine la capacité d'accumulation sédimentaire des lacs. Ceci précise les connaissances actuelles en confirmant que la prédiction du stockage et de l'accumulation de C dans les sédiments par la superficie est valide. Toutefois, considérer la forme de la dépression qui héberge le lac est encore plus précis.
3. En se concentrant particulièrement sur le processus de stockage, ce travail est un des premiers qui examine les différentes échelles d'accumulation de C simultanément en comparant le flux particulière de C dans la colonne d'eau au taux d'accumulation « récent » de C dans les premiers centimètres de sédiments, et au taux d'accumulation des derniers millénaires dans l'ensemble du bassin sédimentaire. Le tout est également comparé aux émissions de CO₂ vers l'atmosphère et à la respiration benthique pour quantifier l'importance de chaque processus. Cette comparaison révèle que le cinquième du carbone organique particulaire de la colonne d'eau est enfoui dans les sédiments d'Eastmain et que le stock de C organique dans les sédiments représente moins de 5% de la quantité de C émise vers l'atmosphère.
4. Il est un des premiers qui propose une analyse inter-régionale du stock de C des sédiments lacustres de trois régions au Québec (une boréale et deux

tempérées) et de la Suède centrale, afin de trouver le(s) meilleur(s) prédicteur(s) régionaux de stockage de C. Outre la comparaison des taux d'accumulation régionaux, qui sont plus grands dans les milieux boréaux que tempérés, le lien entre la morphométrie du bassin lacustre et sa capacité d'accumuler du carbone est réitéré, et ce, à travers différentes régions. Les taux de changement d'accumulation de C en fonction de la morphométrie du bassin sont semblables entre les régions mais chacune semble avoir son apport en C initial propre. De plus, un modèle prédictif global intégrant la température moyenne annuelle, le ratio dynamique et le ruissellement moyen annuel permet de prédire l'accumulation moyenne de C organique Holocène pour l'ensemble des lacs. Également, il est mis en évidence que la comparaison des taux d'accumulation de C récent ne correspondent pas nécessairement à l'accumulation Holocène et surtout qu'ils ne sont pas modulés par les mêmes influences climatiques ou morphométriques.

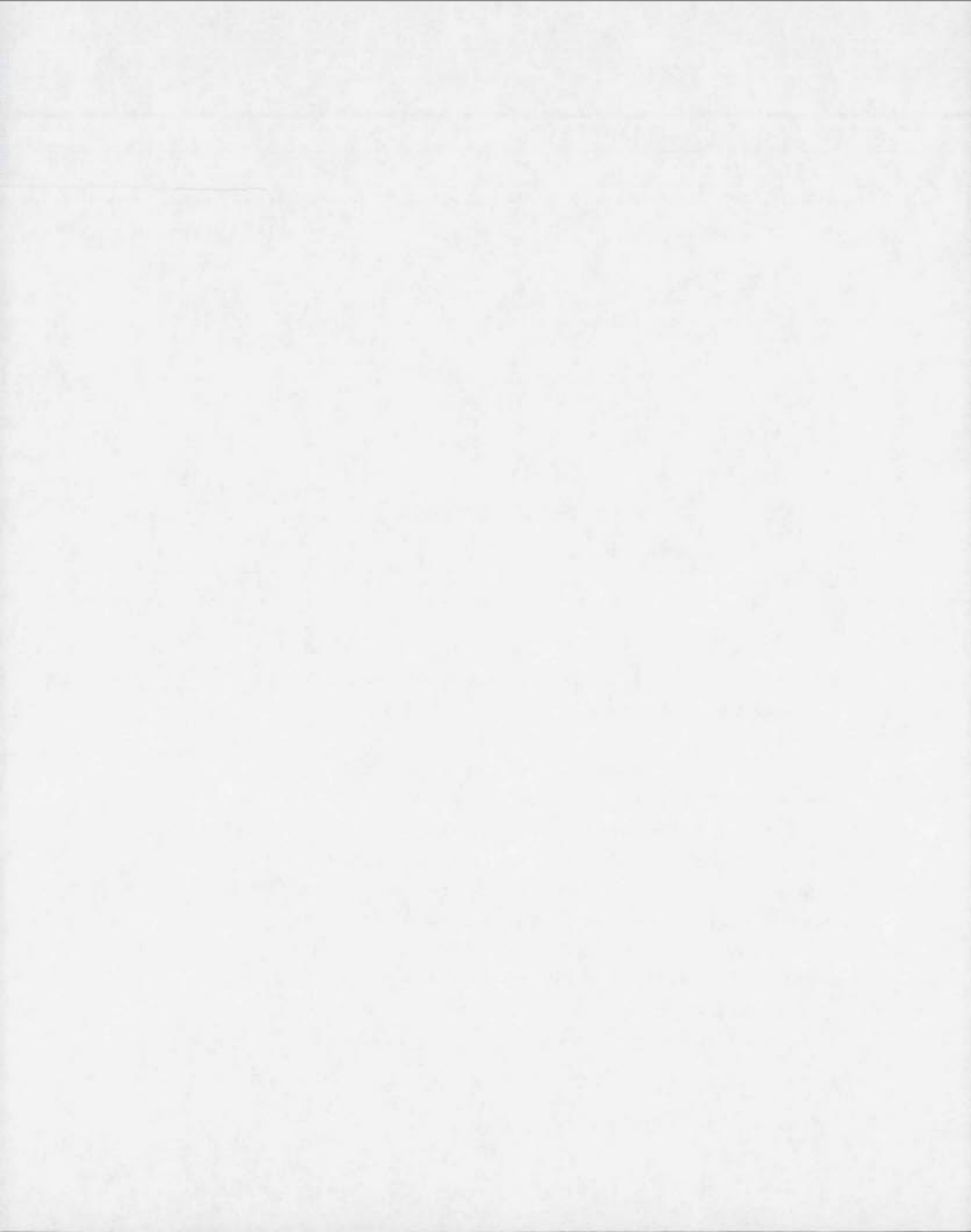


TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS.....	IX
LISTE DES FIGURES.....	XVII
LISTE DES TABLEAUX.....	XXI
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	XXIII
LISTE DES SYMBOLES.....	XXV
RÉSUMÉ GÉNÉRAL.....	XXVII
GENERAL ABSTRACT.....	XXIX

0.1	INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
0.2	ÉTAT DES CONNAISSANCES.....	3
0.2.1	Le stockage de C des lacs.....	3
0.2.2	Interface eau-sédiment et efficacité de stockage.....	4
0.2.3	Méthode d'estimation des stocks.....	5
0.2.4	Facteurs de régulation du stockage de c dans les sédiments.....	8
0.2.5	Modèles prédictifs et extrapolation dans le paysage.....	9
0.3	OBJECTIFS.....	13
0.4	APPROCHES ET MÉTHODES.....	15
0.4.1	Aspects du stockakge considérés.....	15
0.4.2	Approches utilisées.....	18
0.4.3	Collection de données et variables mesurées.....	19
0.5	STRUCTURE DE LA THÈSE.....	22

CHAPITRE 1 LONG TERM C ACCUMULATION AND TOTAL C STOCK IN BOREAL LAKES IN NORTHERN QUÉBEC

1.1	RÉSUMÉ.....	27
-----	-------------	----

1.2	ABSTRACT	29
1.3	INTRODUCTION	31
1.4	METHODS.....	35
	1.4.1 Study site and general approach.....	35
	1.4.2 Dissolved nutrient analyses.....	38
	1.4.3 Lake and catchment properties.....	38
	1.4.5 Sediment carbon content.....	41
	1.4.6 Radiocarbon dating and sediment accumulation rates.....	41
1.5	RESULTS AND DISCUSSION	43
	1.5.1 Areal carbon stocks and accumulation rates.....	43
	1.5.2 Predicting c stocks and accumulation from lake characteristics.....	44
	1.5.3 Comparison with other regions.....	54
	1.5.4 Scaling up lake C burial at the landscape level.....	54

CHAPITRE 2

LINKING C SEDIMENTATION, BURIAL EFFICIENCY AND LONG-TERM ACCUMULATION IN BOREAL LAKES

2.1	RÉSUMÉ.....	59
2.2	ABSTRACT.....	61
2.3	INTRODUCTION.....	63
2.4	MATERIALS AND METHODS.....	67
	2.4.1 Study area and experimental approach.....	67
	2.4.2 Water/air CO ₂ fluxes.....	68
	2.4.3 Sinking organic C flux	68
	2.4.4 Hypolimnetic and sediment respiration.....	69
	2.4.5 Short-term sediment organic C accumulation rates	69
	2.4.6 Long-term sediment organic C accumulation rates	70
	2.4.7 Dating sedimentary organic C.....	70
	2.4.8 Calculation of C accumulation rates.....	73

2.4.9	Lake properties.....	72
2.4.10	Statistical analyses.....	73
2.5	RESULTS.....	75
2.5.1	Sinking C flux	75
2.5.2	Short-term carbon accumulation rates	75
2.5.3	Long term carbon accumulation rate	79
2.5.4	Organic Carbon Burial Efficiency.....	81
2.5.5	The vertical pathways of carbon processin: evasion versus sedimentation.....	81
2.6	DISCUSSION.....	83
2.6.1	Decreasing trend in C accumulation rate from water column to the long term.....	83
2.6.2	Carbon burial efficiency and the vertical fluxes of carbon: the interplay between lake morphometry and degradation processes.....	84
2.7	CONCLUSION.....	89

CHAPITRE III REGIONAL CARBON SEDIMENTATION AND STORAGE IN BOREAL AND TEMPERATE LAKES

3.1	RÉSUMÉ.....	91
3.2	ABSTRACT.....	93
3.3	INTRODUCTION.....	95
3.4	METHODS.....	99
3.4.1	Study site and general approach.....	97
3.4.2	Sediment mapping.....	98
3.4.3	Lake and catchment properties.....	98
3.4.4	Sediment coring.....	98
3.4.5	Sediment carbon content.....	99
3.4.6	Radiocarbon and Pb sediment dating.....	100
3.4.7	Carbon accumulation rate.....	101
3.4.8	Chemical analyses.....	102

3.4.9	Data analysis.....	102
3.5	RESULTS.....	103
3.5.1	Total sediment C stocks and long term accumulation rates.....	103
3.5.2	Short -term accumulation rates : the importance of correcting for sediment focussing.....	107
3.5.3	Drivers of C accumulation rates.....	110
3.6	DISCUSSION.....	113
3.6.1	Regional patterns in sediment C accumulation.....	113
3.6.2	Coupling of C accumulation at different timescales.....	114
3.6.3	Carbon burial in boreal lake sediments.....	116
3.7	CONCLUSION.....	118
4.	CONCLUSION GÉNÉRALE	119
5.	ANNEXES.....	127
6.	BIBLIOGRAPHIE	149

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
0.1 Les aspects du stockage de C des sédiments lacustres considérés dans cette thèse. Les flèches représentent les flux de C dans le lacs et les flèches avec points d'interrogations relèvent les questions relatives aux relations potentielles de certaines propriétés sur le stockage de C.....	16
1.1 Map of location of 13 studied lakes in James Bay lowlands, Québec, Canada.....	37
1.2 Three-dimensional maps of the basin of L34, showing A) bedrock basin, B) water depth, and C) thickness of sediment.....	37
1.3 The relationship between sediment areal C stock (CS) and A) lake area, and B) the dynamic ratio (\sqrt{LA} /mean water depth). The regression model for (a) is $CS = 23.23 \times LA^{-0.29}$, $r^2 = 0.71$, $p < 0.0001$, (B) $CS = 893.86 \times DR^{-0.555}$, $r^2 = 0.76$, $p < 0.001$. The open circle is Lake 2, which was not included in the regressions.....	47
1.4 Relationships between inorganic and organic areal stock with: A) average catchment slope; and B) proportion of sediment under the thermocline. The regression models are for (A) $OM = 31.73 \times Slope^{-0.365}$ ($r^2 = 0.16$, $p = 0.19$) and $IM = 54.75 \times Slope^{0.49}$, ($r^2 = 0.15$, $p = 0.22$), and for (B) $OM = 9E + 06 \times (\%sed.)^{-2.66}$, ($r^2 = 0.23$, $p = 0.11$) and $IM = 2E + 10 \times (\%sed.)^{-4.07}$ ($r^2 = 0.40$, $p = 0.026$).....	48
1.5 Relationship between sediment areal C stock and the fraction of the lake deeper than mud energy boundary depth (EBD) in lakes (orthogonal regression $r^2 = 0.82$, $EBD = 1.37 + 66.17(\% \text{ lake deeper than EBD})$).....	53
1.6 Regional patterns in the relationship between sediment areal C stock and lake size: Eastmain region, this study (red circles), Ontario lakes (Dillon et Molot, 1997) (green circles), Finland (Pajunen, 2000) (white circles) and (Einola et al., 2011) (orange circles), Greenland (Anderson, Andrea et Fritz 2009) (blue circles), Western Canadian lakes (Campbell <i>et al.</i> , 2000) (blackcircles) and (Squires <i>et al.</i> , 2006) (grey circles).....	56

2.1	a) Relationship between sinking organic C flux (SCF) and short-term C accumulation rates (CAR_{ST}); b) Box plots of sinking organic C flux (SCF), annual benthic respiration (BR), the difference sinking organic C flux (SCF) and benthic respiration (BR), short term accumulation rate (CAR_{ST}) integrated for the basin and long term accumulation rate (CAR_{LT}) for the 8 lakes that stratified.	78
2.2	Relationship between the short-term C accumulation rates (CAR_{ST} , corrected for whole basin heterogeneity) and the long-term accumulation rates (CAR_{LT}). Lake EM-320 is the outlier.....	80
2.3.	Relationship between organic carbon burial efficiency (OCBE) and lake dynamic ratio (DR). The regression equation is $\text{Log(OCBE)} = -2.38 - 0.44 \times \text{Log(DR)}$, $r^2 = 0.76$, $p < 0.0001$	82
2.4	Average C fluxes for the 11 lakes of Eastmain region. All fluxes in $\text{gC m}^{-2} \text{yr}^{-1}$	82
2.5	The ratio of Long-term C accumulation (CAR_{LT}) to CO_2 evasion to the atmosphere, as a function of the lake dynamic ratio (DR). The regression equation is $\text{Log}(CAR_{LT} \text{ basin} / \text{CO}_2 \text{ flux}) = -3.79 - 0.26 \times \text{Log(DR)}$, $r^2 = 0.55$, $p = 0.005$	88
2.6	Relationship between organic carbon burial efficiency (OCBE) and the estimated oxygen exposure time in years $\text{Log(OCBE)} = 0.67 - 1.01 \times \text{Log(O}_2 \text{ exposure time)}$, $r^2 = 0.55$, $p = 0.005$	88
3.1.	Box-and-whisker plots of a) long-term sediment C accumulation rates, and b) total sediment areal C stocks for the lakes in the 4 study regions.....	105
3.2	Regional relationships of long-term C accumulation rate as a function of lake dynamic ratio (DR). Legend: red is Eastern townships lakes, green is Eastmain lakes, blue is Laurentians lakes and Orange is Central Sweden lakes. The regional regression lines are described by the following regression models: Eastern Townships: $\log CAR = 0.199 - 0.357 \times \log DR - 0.46$; Laurentians: $\log CAR = 0.199 - 0.357 \times \log DR - 0.326$; Central Sweden : $\log CAR = 0.199 - 0.404 \times \log DR + 0.194$; Eastmain : $\log CAR = 0.199 - 0.357 \times \log DR + 0.601$	106
3.3	Comparison of long-term C accumulation rates based on single cores at the center of lakes, and C accumulation rates corrected for lake morphometry, for two boreal regions.....	108

3.4	Relationship between long-term (Holocene) and short-term (< 100 years) C accumulation rates for the lakes in the Eastmain boreal region (green squares with two outliers identified by empty boxes), and lakes in boreal Sweden (orange circles). The line represents the 1:1 line, the Swedish data had no discernible pattern.....	109
3.5	The relationship between measured and predicted long-term C accumulation from the multiple regression model that contains lake dynamic ratio, average air temperature and average local runoff as independent variables. The line represents the best linear regression fit, and colors represent different regions.....	112
4.1	Schéma général de la thèse regroupant les principaux concepts et résultats de cette thèse.....	121
Annexe B	Profils de perte au feu des lacs de la région d'Eastmain.....	129
Annexe E	Profils de ^{210}Pb et d'accumulation du carbone des carottes courtes récoltées.....	135

LISTE DES TABLEAUX

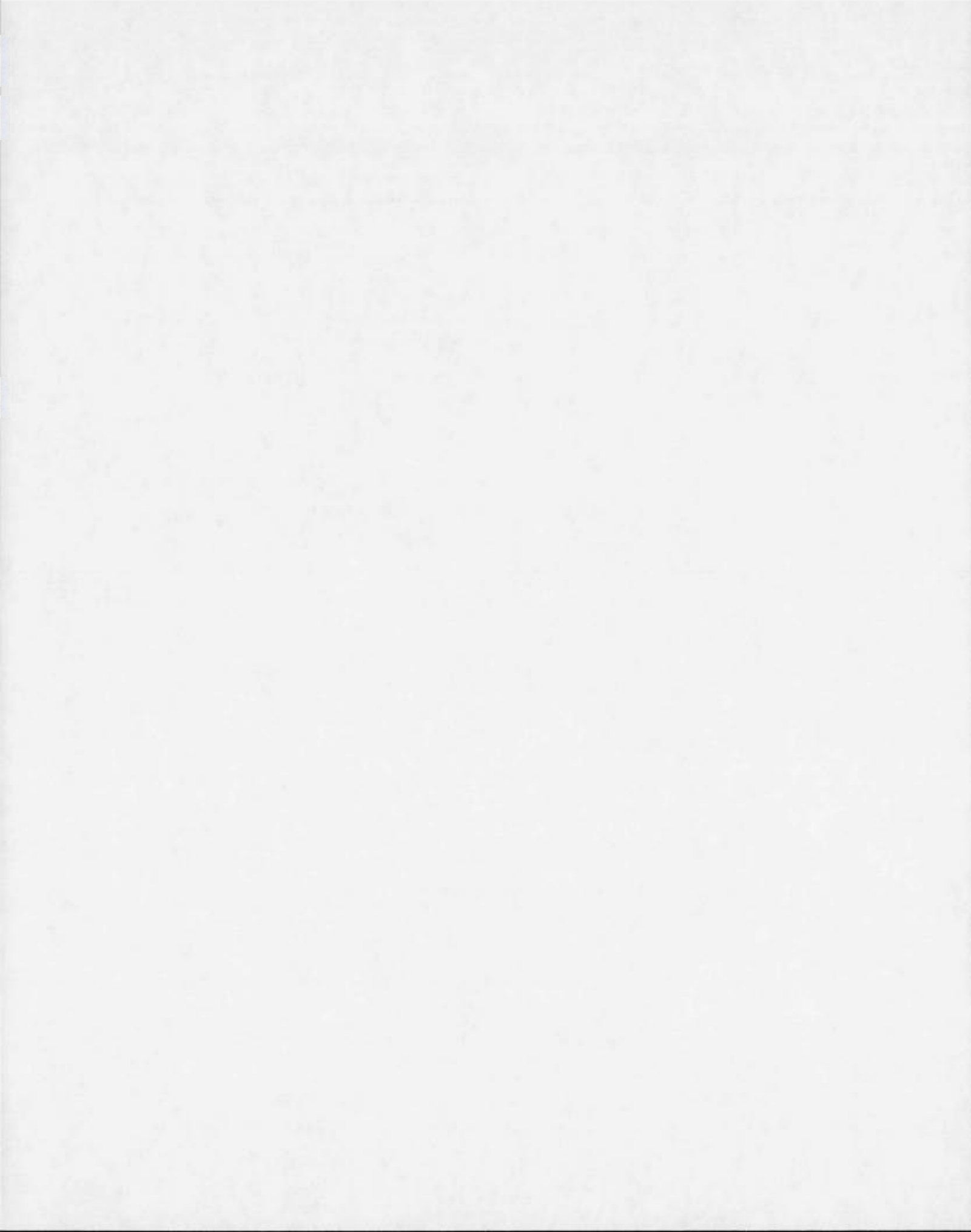
Tableau	Page
1.1	Lake properties.....39
2.1	Properties of lakes.....77
3.1	Lake average properties by region.....104
A.1	Profil âge profondeur complet daté du Lake 2.....127
A.2	Datations basales des Chmiel et al. (in prep.) des lacs de Suède.....127
C.1	Données générales sur les lacs échantillonnés.....131
D.1	Emplacement et carottage des lacs boréaux échantillonnés.....133
E.1	Coefficients de variation des taux d'accumulation de C organiques récents.....148

LISTE DES ABRÉVIATIONS

BR	« Benthic respiration »
BSS	«Bathymetric sediment survey»
CA	«Catchment area»
CAR	« Carbon accumulation rate »
CAR _{ST}	«Short term Carbon accumulation rate »
CAR _{LT}	«Long term carbon accumulation rate»
C	«Carbon»
CHL <i>a</i>	« Chlorophyll <i>a</i> »
COD	Carbone organique dissous
COP	Carbone organique particulaire
CO ₂	« Carbon dioxide »
DIC	« Dissolved inorganic carbon »
DOC	« Dissolved organic carbon »
DOM	« Dissolved organic matter »
DR	Dynamic ratio
kHz	Kilo Hertz
LA	« Lake surface area »
OC BE	«Organic carbon burial efficiency»
POC	« Particulate organic carbon »
SCF	« Sinking carbon flux »
TP	« Total phosphorus »

LISTE DES SYMBOLES

A_{440}	« Water color determined at 440 nm »
n	« Sample size »
p	« Probability value»
r^2	« Coefficient of determination in least-square regression models »



RÉSUMÉ GÉNÉRAL

Cette thèse quantifie le stockage de carbone (ou l'enfouissement) et l'accumulation de C dans des lacs tempérés et boréaux; et ultimement identifie les principaux prédicteurs de ces paramètres; et ce, à différentes échelles temporelles. Les objectifs spécifiques de cette thèse étaient (1) d'améliorer et développer des approches pour estimer plus précisément le volume de sédiments et les taux d'accumulation(s) de C sédimentaire, (2) de développer des estimés robustes de stockage de C sédimentaire et de taux d'accumulation de C sédimentaire à l'intérieur de régions nordiques différentes, (3) de comprendre quels processus influencent l'accumulation de C dans les sédiments, (4) de développer des modèles empiriques de l'accumulation de C sédimentaire en fonction des propriétés du lac et de son bassin versant, et comprendre si les prédicteurs sont spécifiques aux régions et, (5) d'appliquer ces modèles pour dériver des estimés régionaux pour des régions nordiques tempérées et boréales. Pour atteindre ces objectifs, cette thèse a tout d'abord développé et amélioré les approches utilisées jusqu'à maintenant pour quantifier le stock total de C des sédiments. La technique utilisée est basée sur la reconstruction du bassin sédimentaire entier en utilisant l'hydroacoustique combinée au carottage et à l'échantillonnage sédimentaire (Chapitre 1). Ensuite, cette approche a été utilisée pour 58 lacs distribués dans des régions tempérés et boréales du Québec et de la Suède, où nous avons mesuré une gamme d'autres variables, incluant : le flux particulaire vertical de carbone organique particulaire (COP), l'âge des sédiments (mesuré au ^{14}C) et les taux d'accumulation sédimentaires récents (basés sur des profils de ^{210}Pb); les taux d'accumulation ont été comparés aux propriétés du bassin versant et aux variables climatiques. L'accumulation totale de C dans les sédiments varie entre 5 et 59 kg C m^{-2} , et était en moyenne plus élevée dans les lacs boréaux du Québec et de la Suède que dans les lacs tempérés. Les taux d'accumulations de C sédimentaire varient entre 0.4 et 8 $\text{gC m}^{-2} \text{yr}^{-1}$, et les résultats montrent que l'enfouissement de carbone à long terme est en grande partie une fonction de la morphométrie du lac : il est influencé par la superficie du lac, et plus fortement encore par la forme du lac exprimé par le ratio dynamique ($\sqrt{\text{Superficie du lac/profondeur d'eau moyenne}}$) (Chapitre 1, 2 et 3). Dans un groupe de lacs (région de Eastmain), le flux particulaire de COP descendant a été comparé à la respiration et à l'accumulation récente (< 100 ans) et à long terme (Holocène). Le flux particulaire de C était en moyenne 10 fois plus élevé que les taux d'accumulation récent et à long terme, qui eux étaient similaires en terme de magnitude, ce qui suggère que le COP qui arrive est rapidement minéralisé à l'interface eau-sédiment et que très peu de dégradation post-dépôt se produit à long terme (Chapitre 2). La capacité d'enfouissement de C sédimentaire (la fraction du flux de COP descendant qui subsiste dans les sédiments) est hautement prédictible; principalement à partir de la morphométrie lacustre qui elle influence l'exposition des sédiments à l'oxygène et la température de sédiments, qui sont des régulateurs clés de la dégradation du C des sédiments. Il est aussi intéressant de relever qu'aucune relation entre le C organique dissous et le flux de COP descendant, l'accumulation récente et à long terme de C n'a été décelée. De plus, la comparaison du stockage de C sédimentaire entre 4 régions (2 boréales et 2 tempérées) a révélé que la combinaison de la morphométrie et de variables climatiques (température et ruissellement) prédisent efficacement l'accumulation de C sédimentaire à travers différents paysages (Chapitre 3). Pour les lacs d'Eastmain, les taux d'accumulation de C sédimentaires représentent en moyenne moins de 5% des émissions de CO_2 vers l'atmosphère, ainsi les lacs boréaux et tempérés sont de très grandes sources nettes de C vers l'atmosphère. Également, la

balance entre le stockage et les émissions est aussi une fonction de la morphométrie du bassin (Chapitre 2). Toutefois, le rôle de ces lacs en tant que puits de C n'est pas négligeable, et l'accumulation de C à long terme convergent vers un court intervalle (moyenne de 3.8 kg C m⁻² de bassin versant), et cette quantité dépend de la densité des lacs sur le territoire. La quantité de C stockée en milieu boréal représenterait donc entre 5% et 30% du stock total de C des paysages nordiques.

Mots clés: lacs, sédimentation, carbone, taux d'accumulation, morphométrie

GENERAL ABSTRACT

The aim of this thesis is to quantify sediment C storage (or burial) and C accumulation rates across temperate and boreal lakes and to identify their main environmental drivers at different temporal scales. The specific objectives of this thesis were to (1) improve and develop approaches to estimate more precisely sediment volume and sediment C accumulation rate(s), (2) develop robust estimates of sediment C storage and accumulation rates across lakes in different Northern regions, (3) assess the processes that influence sediment C accumulation, (4) develop empirical models of sediment C accumulation as a function of lake and watershed properties, and assess whether the main drivers are region-specific, and (5) apply these models to derive regional estimates of lake C accumulation across major northern temperate and boreal regions. In order to attain these objectives, we first developed and improved current approaches to quantify the total sediment C stock based on the reconstruction of the whole lake sediment basin using echosounding, combined with sediment coring and sampling (Chapter 1) in Eastmain boreal region. We then applied this approach in 58 lakes distributed across temperate and boreal regions of Québec and Sweden, where we also measured a suite of other variables, including vertical POC flux, sediment age (based on ^{14}C) and sedimentation rates (based on ^{210}Pb profiles), together with watershed and climatic variables (Chapter 3). Total sediment C accumulation varied from 5 to 59 kg C m⁻², and was on average highest in the boreal lakes of both Québec and Sweden compared to temperate lakes. Sediment accumulation rates ranged from 0.4 to 8 g C m⁻² y⁻¹, and our results show that the long-term (Holocene-scale) C burial is mostly a function of lake morphometry, influenced by lake area but more strongly by lake shape, expressed in terms of the dynamic ratio ($\sqrt{\text{Lake area}} / \text{mean water depth}$) (chapters 1 and 3). In a sub-set of lakes, we were able to compare downward POC flux, sediment respiration and short-term (< 100 years) and long-term (Holocene) C accumulation (Chapter 2). The downward POC flux was on average 10 times higher than both the short-term and long-term C accumulations rate, which in turn were very similar in magnitude to each other, suggesting that much of the degradable POC arriving is rapidly mineralized at the sediment-water interface, and that there is very little long-term post-depositional degradation. The organic C burial efficiency, the fraction of the downward carbon flux that remains in the sediments, was highly predictable, mainly as a function of lake morphometry through its influence on sedimentary oxygen exposure and sediment temperature, which are key regulators of sediment C degradation. Interestingly, we found no relationship between dissolved organic C with either the downward POC flux and the short- or long-term C accumulation rates. Rather, the comparison of sediment C storage between the 4 regions (2 boreal and 2 temperate) revealed that the combination of lake morphometry and climatic drivers (temperature and runoff) effectively predicted lake C accumulation across very different types of landscapes (Chapter 3). Across Eastmain lakes, the rates of sediment C accumulation represented on average less than 5% of the measured CO₂ emissions, such that these boreal lakes are overwhelmingly net sources of C to the atmosphere. The balance between storage and emission was also a function of basin morphometry (Chapter 2). Nevertheless, the role of these lakes as regional C sinks is not negligible either, and the long term C accumulation rates converged across lakes to a narrow range (mean of 3.8 kg C m⁻² of catchment), such that depending of the lake density, organic C stored in lake sediments could represent anywhere from 5% to over 30% of the total C stocks in these northern landscapes.

xxx

Key words: lakes, sedimentation, carbon, accumulation rates, morphometry

0.1 INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le rôle des sédiments dans le fonctionnement des écosystèmes lacustres est depuis longtemps reconnu (Lindeman, 1942). Plus particulièrement, les sédiments lacustres reçoivent des apports en carbone organique de la production primaire, ou elle arrive du bassin versant (figure 0.1). Les lacs sont rarement intégrés dans les modèles globaux de cycle du carbone (e.g. Adams et Faure, 1998), pourtant des études récentes suggèrent que les écosystèmes aquatiques sont d'importants émetteurs et puits de C (Cole *et al.*, 2007 ; Battin *et al.*, 2009 ; Tranvik *et al.* 2009). Il est maintenant bien établi que les lacs agissent en tant que source de CO₂ et de CH₄ vers l'atmosphère tout en stockant du C dans leur sédiments (Mullholland et Elwood 1982 ; Dillon et Molloy, 1997 ; Dean et Gorham, 1998 ; Pace et Prairie, 2005 ; Kortelainen *et al.*, 2004 ; Cole *et al.*, 2007 ; Prairie, 2008, Battin *et al.*, 2009). Il est également suggéré que globalement les lacs pourraient stocker autant du carbone organique que ce qui serait enfoui dans les océans (Cole *et al.*, 2007) ou dans les sols (Schlesinger, 1990 ; Harden *et al.*, 1992 ; Tumbore et Harden, 1997 ; Rapalee, 1998).

Des estimés globaux de stockage de C ont été proposés et sont très variables : Einsele, Yan et Hinderer (2001) estiment le stock à environ 820 Pg C, Dean et Gorham (1998), estime à 42 Tg an⁻¹ tandis que Sobek *et al.* (2005) estime plutôt le stockage à 0.05 Pg C an⁻¹ et Alin et Johnson (2007) à 7 Tg an⁻¹ pour les grands lacs du monde. La contribution des lacs au stockage de C à l'échelle mondiale reste encore imprécise. De plus, il est important de savoir que, contrairement à la pensée populaire, les lacs peuvent représenter de plus importants stockeurs de C par surface que le paysage des bassins versants qui l'entoure (Prairie, 2008). Essentiellement, à ce jour, il nous était impossible de savoir combien de C est stocké dans un lac donné sans aller échantillonner ce même lac. Les données de stockage de C sont particulièrement défaillantes au Québec.

La contribution du stockage de C sédimentaire a également besoin d'être mise en perspective. Les émissions de C atmosphériques lacustres sont connues depuis des décennies maintenant dans un large éventail de régions (Cole *et al.*, 1994; del Giorgio et Peters, 1994; del Giorgio

et al., 1999; Jonsson *et al.*, 2001; Jonsson *et al.*, 2003; Sobek *et al.*, 2003; Algesten *et al.*, 2005; Sobek *et al.*, 2005; Åberg *et al.*, 2007; Karlsson *et al.*, 2007; Roehm, Prairie et del Giorgio 2009). Cependant, le stockage de C sédimentaire a été quant à lui beaucoup moins étudié, mais il connaît un intérêt grandissant : des estimés sont proposés à ce jour pour la Finlande (Pajunen, 2000 ; Kortelainen *et al.*, 2004), la Suède (Algesten *et al.*, 2004 ; Sokek *et al.*, 2006 ; Einola *et al.*, 2011), l'Estonie (Punning *et al.*, 2007), l'Ouest du Canada (Campbell *et al.*, 2000, ; Squires *et al.*, 2006), le Canada entier (Boville *et al.*, 1983), et l'Europe (inventaire) (Kastowski, Hinderer et Vescei 2011). Cependant, plusieurs de ces estimés sont incomplets ou sont dérivés de modèles d'accumulation de sites qui diffèrent du lieu d'étude. Tous s'accordent pourtant pour souligner la nécessité d'avoir plus de données sur le stockage de C sédimentaire. De plus, la balance entre les les émissions de dioxyde de C et le stockage de C dans les sédiments est peu présentée dans la littérature puisque ces deux processus sont étudiés indépendamment. Cette thèse veut combler ces deux lacunes en étudiant spécifiquement le stockage de C et sa quantification, et en examinant le bilan entre les processus d'émissions et de stockage.

Cette thèse dresse un portrait régional et global du stockage de carbone des sédiments lacustres du Québec en utilisant une cartographie exhaustive des sédiments, propose des modèles prédictifs régionaux et temporels d'accumulation de C et met en relation les étapes qui mènent à l'enfouissement permanent du C dans les sédiments.

0.2 ÉTAT DES CONNAISSANCES

0.2.1 Le stockage de carbone des lacs

Les lacs sont des puits de C, et ce peu importe s'ils sont autotrophes ou hétérotrophes puisque de la matière organique est stockée dans leur masse sédimentaire (e.g. Dean et Gorham, 1998; Stallard, 1998; Algesten *et al.*, 2004; Hanson *et al.*, 2004; Kortelainen *et al.*, 2004; Punning *et al.*, 2007). Ce C est stocké sous la forme de trois composantes principales : de la matière organique, des minéraux carbonatés autogènes et des détritiques minéraux non-carbonatés (Dean, 1974; Wetzel, 1975). Le sédiment lacustre est composé d'une mixture de lipides, hydrates de carbone, protéines et autres tissus contenus dans les tissus de micro-organismes benthiques et de d'autres détritiques qui vivent dans le lac et son bassin versant (Meyers et Ishiwatari, 1993). La sédimentation du C, elle-même, implique que le matériel allochtone et autochtone soit enfoui dans le sédiment suite à la dégradation du matériel dans la colonne d'eau et à la surface des sédiments, suivie de la minéralisation. La couche superficielle de sédiment est très active : elle contient plus de biomasse bactérienne (de 3 à 5 ordres de grandeur) et plus d'activité métabolique que la colonne d'eau (Wetzel, 2001; Haglund *et al.*, 2003). L'activité bactérienne, les processus d'oxydation et de dégradation, la bioturbation, la resuspension de sédiments affectent le stockage de C dans les sédiments de surface (Meyers et Ishiwatari, 1993). Cette fine zone est à traiter avec précaution puisqu'une fois enfouie sous la zone de bioturbation, la matière organique reste soumise à la dégradation bactérienne qui résulte souvent en méthanogenèse. Seulement les formes moins réactives de matière organique s'accumulent dans les sédiments et sous cette zone active, la majorité du C est enfoui de façon permanente et n'est plus impliqué dans les processus biogéochimiques (Sobek *et al.*, 2006). Cette thèse se concentre sur le carbone organique déposé dans les sédiments de façon permanente mais examine aussi le processus à l'interface eau-sédiments. Le stockage provient de deux sources en milieu lacustre: il peut provenir de la production primaire à l'intérieur du lac (carbone autochtone) et de l'apport du bassin versant (carbone allochtone). L'importance relative de ces deux sources est hautement variable (e.g. Jonsson *et al.*, 2001) dans l'eau et dans le carbone qui sera stocké ultimement dans les sédiments (von Wachenfeldt et Tranvik, 2008, Gudas *et al.*, 2012).

0.2.2 Interface eau-sédiment et efficacité de stockage

Le plus grand réservoir de C dans les lacs est le carbone organique dissous (COD), qui est en moyenne dix fois plus abondant que le carbone organique particulaire (COP) dans la colonne d'eau. Cependant, le COP est la source dominante de matière organique dans les sédiments lacustres, quoiqu'une partie du COD contribue également à l'accumulation sédimentaire par l'adsorption par les argiles et les carbonates (Dean, 1999) ou par la flocculation avec d'autres particules dans la colonne d'eau (Simon *et al.*, 2002; Wetzel, 2001; von Wachendfeldt et Tranvik, 2008). Jusqu'à maintenant, les modèles quantifiant la circulation du C des lacs incluant le stockage de C dans les sédiments ont été réalisées de façon sporadique. De plus, la partie du C stockée dans les sédiments est souvent estimée par différence (Hanson *et al.*, 2004) plutôt que basée sur des mesures directes. En outre, le carbone n'est pas seulement unidirectionnellement accumulé dans les sédiments : le processus de minéralisation est très actif sur le pool de C dans les lacs. Ceci ajoute à la complexité de la quantification du stockage. Par exemple, les travaux de Gudas *et al.* (2010) et Gudas *et al.* (2012) démontrent que l'augmentation de température benthique augmente la minéralisation dans les sédiments de lacs boréaux. De plus, une étude approfondie de 9 lacs du Québec a révélé que la minéralisation est dominée par les sédiments littoraux (Den Heyer et Kalff, 1998), et que le tout est potentiellement régit par l'exposition à l'oxygène (Sobek *et al.*, 2009). Les sédiments sont par conséquent d'importants contributeurs au métabolisme des lacs.

À cause du processus de minéralisation actif dans les premiers centimètres de sédiments au fond des lacs, il est nécessaire de bien définir l'échelle temporelle qui est examinée lorsque l'on quantifie le stockage ou les taux d'accumulation de C sédimentaire. Ainsi, différentes échelles d'accumulations sont actives simultanément : le flux de sédimentation de C dans la colonne d'eau, le taux d'accumulation sédimentaire récent (décénies à centenaire) et de taux d'accumulation sédimentaire depuis la dernière glaciation (millénaire ou Holocène). Ces taux ne sont pas équivalents ou interchangeables. Le C qui « reste stocké » d'une échelle temporelle à l'autre révèle la capacité des lacs à stocker le C de façon permanente dans les sédiments et elle se nomme la « capacité d'enfouissement » (OC BE plus loin dans cette thèse). Cette capacité représente la proportion de C organique qui était présente dans la

colonne d'eau, qui échappe à la minéralisation : elle est donc enfouie dans les sédiments (Sobek *et al.*, 2009). Cette capacité d'enfouissement varie en fonction de facteurs qui affectent la dégradation du C organique (Harnett *et al.*, 1998; Sobek *et al.* 2011), plus spécifiquement la température (Gudasz *et al.*, 2010) et l'exposition à l'oxygène (Sobek *et al.*, 2009; Fenner et Freeman, 2013). Il a été également démontré que la sédimentation de C est reliée autant à la production autochtone (Cranwell, 1981; Ho et Meyers, 1994; Sobek *et al.*, 2009) qu'à l'apport externe de C (Jonsson *et al.*, 2001; von Wachenfeldt et Tranvik 2008, Sobek *et al.*, 2009). Par contre, l'origine du C tend à influencer la capacité d'enfouissement puisque la production autochtone serait préférentiellement dégradée et le C organique d'origine allochtone serait disproportionnellement accumulé (Gudasz *et al.*, 2012). Les facteurs qui régulent la capacité d'enfouissement concernent l'accumulation de C à l'échelle temporelle récente, mais les études actuelles ne comparent pas l'accumulation récente et millénaire des mêmes systèmes afin de déterminer et comparer leurs facteurs d'influence. À ce jour, aucune étude n'a proposé une comparaison des trois échelles temporelles impliquées dans le stockage de C. Cet aspect souligne une des lacunes des études actuelles qui ne permettent pas une vue d'ensemble de l'accumulation de C dans les lacs.

0.2.3 Méthode d'estimation des stocks

0.2.3.1 Estimation du volume sédimentaire

Jusqu'à présent, la simple estimation du volume de sédiments au fond des lacs représente une source d'incertitude importante à l'heure d'estimer le stock de C enfoui. La difficulté d'estimation du volume sédimentaire repose de prime abord sur la grande hétérogénéité spatiale de l'épaisseur de sédiments qui est intrinsèque à la forme et à la morphométrie du bassin initial. À cause de cette complexité, il est difficile de prédire la forme et le volume des sédiments au fond d'un lac sans mesurer directement in-situ l'épaisseur des sédiments. L'examen le plus exhaustif du volume sédimentaire présenté par Pajunen (2000) suggère que l'accumulation de C dans les sédiments serait moins élevée que ce que les modèles mathématiques actuels prédisent. Cette surestimation proviendrait du manque de fidélité à la

réalité des modèles géométriques utilisés jusqu' à maintenant. Certains outils permettent de prédire la fraction de la superficie des sédiments qui sera touchée par le phénomène de concentration sédimentaire par de simple indices comme la pente (Blais et Kalff, 1995) ou la profondeur définissant la limite de dépôt de la gyttja (sédiments lacustres à dominance organique) (Rowan *et al.*, 1992). Ces modèles sont toutefois inappropriés pour estimer le volume sédimentaire holocène.

Les modèles mathématiques tentant de prédire la forme des lacs existent depuis près de 40 ans déjà : les modèles géométriques de frustums, hyperboloïde, d'ellipsoïde, de sinusoides et cylindriques ont été proposés par Lehman (1975). Aucune forme seule n'arrive à produire un modèle fidèle à la morphométrie complexe des lacs observée in-situ mais l'estimation du volume total coïncide avec le volume observé. Une majorité des lacs à l'étude de Lehman (1975) correspondaient soit aux modèles d'ellipsoïde soit au modèle ou sinusoides. Plus tard, pour l'étude du stock de C d'Alberta, Campbell *et al.* (2000) ont utilisé un modèle semi-sphéroïde ($V = 0.667\pi r^2(d_{\text{basin}} - d_{\text{water}})$), pour dériver le volume sédimentaire. Toutefois, lorsque comparés à la réelle morphométrie des lacs du Québec, ces modèles peuvent surestimer entre 35 et 200% le volume sédimentaire (Prairie, del Giorgio et Ferland, in prep), ce qui veut dire que les modèles utilisés présentement servent mal l'objectif d'estimer un stock sédimentaire total. De plus, lorsque l'on s'intéresse à un élément chimique en particulier, comme le C, une variabilité spatiale (ce qui inclut la concentration sédimentaire) doit être considérée et analysée pour cet élément (Likens et Davis, 1975 ; Blais et Kalff, 1995 ; Rippey *et al.*, 2008 ; Mackay *et al.*, 2012 ; Hobbs *et al.* 2013). En multipliant les sites analysés (5-10), les taux d'accumulation d'éléments chimiques récents peuvent être bien prédits tandis que d'autres éléments comme l'accumulation de C organique reste imprévisibles (Rippey *et al.*, 2008).

Une approche de carottages multiples sur le même site pour est réaliste lorsque peu de lacs sont considérés ou de petite tailles (Swain *et al.*, 1992 ; Anderson, Hinderer et Vescei 2009 ; Engstrom et Rose, 2013 ; Hobbs *et al.* 2013) mais cette démarche est plus laborieuse dans les plus grands systèmes. Ainsi, souvent, le volume de sédiments est estimé en utilisant l'épaisseur maximale de sédiments au point central que l'on insère dans un modèle géométrique simple de morphologie sédimentaire (e.g. Lehman, 1975 ; Campbell *et al.*,

2000). Il y a donc une certaine incertitude liée au calcul du volume de sédiments et ceci se répercute sur l'estimé du stock en C d'un lac donné.

Depuis quelques années, la percée technologique en hydroacoustique permet une bonne caractérisation sédimentaire dans les milieux marins, et récemment cette technologie a été utilisée dans les systèmes lacustres pour connaître l'épaisseur des sédiments (Dunbar *et al.*, 1999; Gilbert, 2003 ; Odhiambo and Boss, 2004) et les propriétés sédimentaires (Tegowski, 2005; Anderson et Pacheco 2011; Anderson, Andrea et Fritz, 2013). Les échosondeurs arrivent maintenant à bien définir l'épaisseur des sédiments organiques en délimitant les interfaces à l'aide de fréquences spécifiques. Cet outil sera utilisé dans cette thèse pour mesurer l'épaisseur des sédiments et le volume sédimentaire (voir section approche).

0.2.3.2 Contenu en C

Une fois le volume sédimentaire établi, le contenu en C des sédiments doit être estimé afin de calculer un stock total. Le carottage central est la technique usuelle d'échantillonnage des lacs utilisée en paléolimnologie lorsque l'on veut recueillir des données pour un lac entier. La carotte centrale permet le calcul du taux d'accumulation sédimentaire de ce même lac. Cependant, la carotte centrale est assujettie au phénomène de concentration sédimentaire (Davis et Ford, 1982) qui amène une surestimation du taux d'accumulation des sédiments si l'on utilise seulement le profil central comme représentatif de l'accumulation du bassin entier. Ainsi, le taux d'accumulation de C se trouve également surestimé puisqu'on multiplie le contenu en C des niveaux mesurés par leur taux d'accumulation sédimentaire. Le fait de mesurer le volume total de sédiments, contourne le problème de la concentration sédimentaire en multipliant la concentration moyenne de carbone des couches de sédiments par le volume occupé par ces couches dans le lac. Cette vision sert de prémisse au calcul de taux d'accumulation de C de cette thèse.

0.2.4 Facteurs de régulation du stockage de C dans les sédiments

Les facteurs qui lient le paysage terrestre et le CO₂ aquatique sont de mieux en connus, mais l'interaction de ces mêmes facteurs et variables reliées au paysage avec le stockage de C sont peu connues. En considérant que les lacs stockent du C dans leurs sédiments en même temps qu'ils en émettent vers l'atmosphère, il est primordial de mieux caractériser le second aspect à l'échelle du paysage pour obtenir un portrait juste du rôle des lacs dans le cycle du carbone. Jusqu'à maintenant, les émissions de C atmosphérique ont été reliées à des facteurs tels que le stock de C dans les sols (Aitkenhead *et al.*, 1999), le ratio de drainage, la proportion de milieux humides et le temps de résidence (Rasmussen *et al.*, 1989; Kortelainen *et al.*, 1993); et également aux facteurs climatiques incluant les précipitations, la température et le ruissellement de surface (Hope *et al.*, 1994; Schindler *et al.*, 1997; Freeman *et al.*, 2001; Sobek *et al.*, 2003).

À l'opposé, au niveau du stockage de C, certains facteurs globaux ont été corrélés au taux d'accumulation de C sédimentaire. Ainsi, les apports en C du bassin versant semblent avoir une incidence sur le stockage de C sédimentaire puisque qu'une augmentation de la taille du bassin versant est corrélée à une augmentation du stockage (Squires *et al.*, 2006). Ceci est également confirmé par le fait que le taux d'accumulation de C des sédiments est corrélé à une augmentation du ratio de drainage (Squires *et al.*, 2006), ce qui laisse supposer des influences liées au ruissellement de surface. Le taux d'accumulation de C serait tout autant relié à la proportion de couverture forestière et tourbeuse du bassin qui tend à augmenter les apports en C au lac (Karjalainen *et al.*, 2000; Kortelainen *et al.*, 2004; Kastowski, Hinderer et Vescei, 2011); mais le tout est modulé par la nature des dépôts de surface (Karjalainen *et al.*, 2000) qui régule la vitesse de l'apport en C vers le lac. Ces liens entre le bassin et le stockage de C ne sont toutefois pas systématiques et universels. Par conséquent, « l'empreinte locale » semble déterminante dans le processus de stockage de C.

À une échelle beaucoup plus grande, la latitude et le climat exerceraient également un contrôle sur la capacité de stocker du C selon la littérature. Ainsi, les lacs à une latitude plus élevée stockeraient moins de C que les lacs plus septentrionaux (Einsele, Yan et Hinderer,

2001; Alin et Johnson, 2007). Il est également suggéré qu'une augmentation de température mondiale tendrait à réduire la capacité de stockage de C dans les sédiments lacustres puisque le phénomène de minéralisation favoriserait une plus grande perte vers l'atmosphère (Gudas et al., 2010). Malgré le fait que tous ces facteurs ont été identifiés comme étant reliés au stockage de C, aucun modèle prédictif actuel n'a pu être extrapolé en dehors de sa région d'étude.

À une échelle spatiale réduite maintenant, interne des lacs, certaines relations intéressantes ont également été révélées. Tout d'abord, une relation inverse de l'accumulation de C avec la superficie apparaît dans plusieurs études (Campbell et al., 2000; Einsele, Yan et Hinderer, 2001; Kortelainen et al., 2004; Gessner et al., 2006; Squires et al., 2006) et met en évidence que les petits lacs accumulent en moyenne plus de C dans leur sédiments que les grands lacs. Cette relation prend toute son importance puisque dans les budgets régionaux et globaux, la contribution des petits lacs au stockage total de C sédimentaire a été sous-estimée jusqu'à tout récemment (Ritchie, 1989; Pajunen, 2000; Kortelainen et al., 2004; Downing et al., 2006; Kastowski et al., 2011). De plus, la profondeur d'eau et la profondeur de la dépression hébergeant le lac ont été positivement corrélées à l'accumulation de C sédimentaire (Punning et al., 2004; Squires et al., 2006). Non seulement la taille et la profondeur se sont révélées des variables prédictives valides de l'accumulation de C sédimentaire, mais le statut trophique (Punning et al., 2007) et l'alcalinité (Molot et Dillon, 1996) ont également un effet limitant sur le stockage de C. Au final, le transport et l'érosion de sédiments (Pajunen, 2000) affecte également la mesure de l'accumulation de C sédimentaire surtout à l'heure de choisir un ou des sites de carottage.

0.2.5 Modèles prédictifs et extrapolation dans le paysage

À ce jour, deux catégories de modèles prédictifs ont été proposés dans la littérature : de prime abord une tendance à l'augmentation du stockage de C en fonction de la productivité lacustre; et deuxièmement une relation inverse avec la superficie du lac (Mullholland et Elwood, 1982 ; Patterson et al., 1998 ; Kortelainen et al., 2004 ; Hobbs et al., 2013). De plus, deux modèles multivariés ont été proposés : 1- Kortelainen et al. (2004) présentent une relation

incluant la superficie du lac, la superficie du bassin versant, la profondeur maximale, le contenu total en fer et le phosphore total dans une large couverture des lacs de Finlande. 2- Toutefois, pour l'Europe entière, Kastowski, Hinderer et Vesce (2011) proposent un modèle différent qui inclut la superficie du lac, la pente du bassin versant et la proportion de terres agricoles. Dans l'ouest Canadien, aucune corrélation avec les paramètres limnologiques d'usage n'a pu être trouvée et seule la prédiction utilisant la profondeur de la dépression (bassin) arrivait à bien prédire le stockage de C dans les sédiments (Squires *et al.* 2006). Ainsi, ces relations ne sont pas extrapolables d'une région à l'autre. Par conséquent, il nous est encore impossible de prédire pour un lac donné au Québec ou pour une région non-étudiée combien de C devrait être enfoui dans les sédiments qui s'y trouvent.

De surcroît, des estimés globaux existent mais reposent souvent sur quelques mesures de taux d'accumulation. La compilation d'Einsele, Andrea et Hinderer (2001) suggère que le stockage Holocène total provenant de sédiments lacustres serait de l'ordre de 820 Pg C, et que 70 % de cette quantité serait stockée dans les lacs de moins de 500 km². En comparaison les lacs de plus de 10000 km² stockeraient 27 Pg de C au cours de l'Holocène (Einsele, Yan et Hinderer, 2001). Néanmoins, Cole *et al.* (2007) stipulent que l'estimé de Einsele, Yan et Hinderer (2001) sous-estime l'importance du stockage dans les petits lacs. En parallèle, Dean et Gorham (1998) ont estimé que l'accumulation de carbone totale annuelle est de 42 Tg C an⁻¹ ; tandis que Sobek *et al.* (2005) estiment à partir d'un inventaire exhaustif que 0.05 Pg C an⁻¹ serait enfoui dans les sédiments. En termes d'accumulation annuelle de C, Mullholland et Elwood (1982) estiment le stockage moyen des lacs oligotrophes à 27 gC m⁻² an⁻¹ et à 94 gC m⁻² an⁻¹ pour les lacs méso-eutrophes de moins de 100 km². Stallard (1998) propose plutôt une valeur de 4.5 gC m⁻² an⁻¹ alors que Dean et Gorham (1998) estiment l'accumulation annuelle à 14 gC m⁻² an⁻¹. À l'opposé, Alin et Johnson (2007) arrivent à des taux d'accumulation annuels entre 1 et 20 gC m⁻² an⁻¹ pour les lacs de grande taille. La revue de Gudazs *et al.* (2010) illustre bien cette variabilité des estimés de stockage de C sédimentaire, en montrant un intervalle d'accumulation entre 2 et 90 gC m⁻² an⁻¹. En définitive, il y a absence de relations universelles prédictives combinée à une grande variabilité des observations locales, ce qui met en relief le manque de bons budgets globaux.

Plus spécifiquement qu'à l'échelle mondiale, la plupart des études qui ont voulu caractériser le stockage de C sédimentaire ont été faites à l'échelle régionale. Ceci rend complexe la prédiction du stock de C aux endroits non-étudiés. Un effort considérable a été mis sur la question du stockage de C sédimentaire dans le biome boréal où la limnité est particulièrement élevée mondialement (entre 5 et 30%), mais il reste que peu d'études se sont concentrées sur la question. Par exemple, Molot et Dillon (1996) estiment que 24 Tg de C seraient stockées dans les sédiments lacustres ce qui représente deux fois la quantité estimée pour la biomasse des végétaux du biome boréal. Pour les lacs finlandais (Kortelainen *et al.*, 2004), le stock lacustre est trois fois plus important que dans les sols et représente le tiers de ce qui est enfoui dans les tourbières. Reste que les taux d'accumulation régionaux ne convergent pas nécessairement : Campbell *et al.* (2000) arrivent à une moyenne de $14 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, tandis que Squires *et al.*, estiment $31 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, que Boville *et al.* (1983) arrivent à un taux de $16.1 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, Sobek *et al.* (2006) a trouvé $21.4 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ dans le lac Friskjön en Suède et Kortelainen *et al.* (2004) arrivent à un estimé beaucoup plus bas de $1.8 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ en moyenne. Par conséquent, chaque région semble avoir son propre taux d'accumulation de C, ce qui entraîne de l'incertitude quant à la prédiction du stockage de C dans les sédiments lacustres. Les estimés actuels ne permettent pas de dériver des schémas d'influence globaux ou à l'échelle régionale.

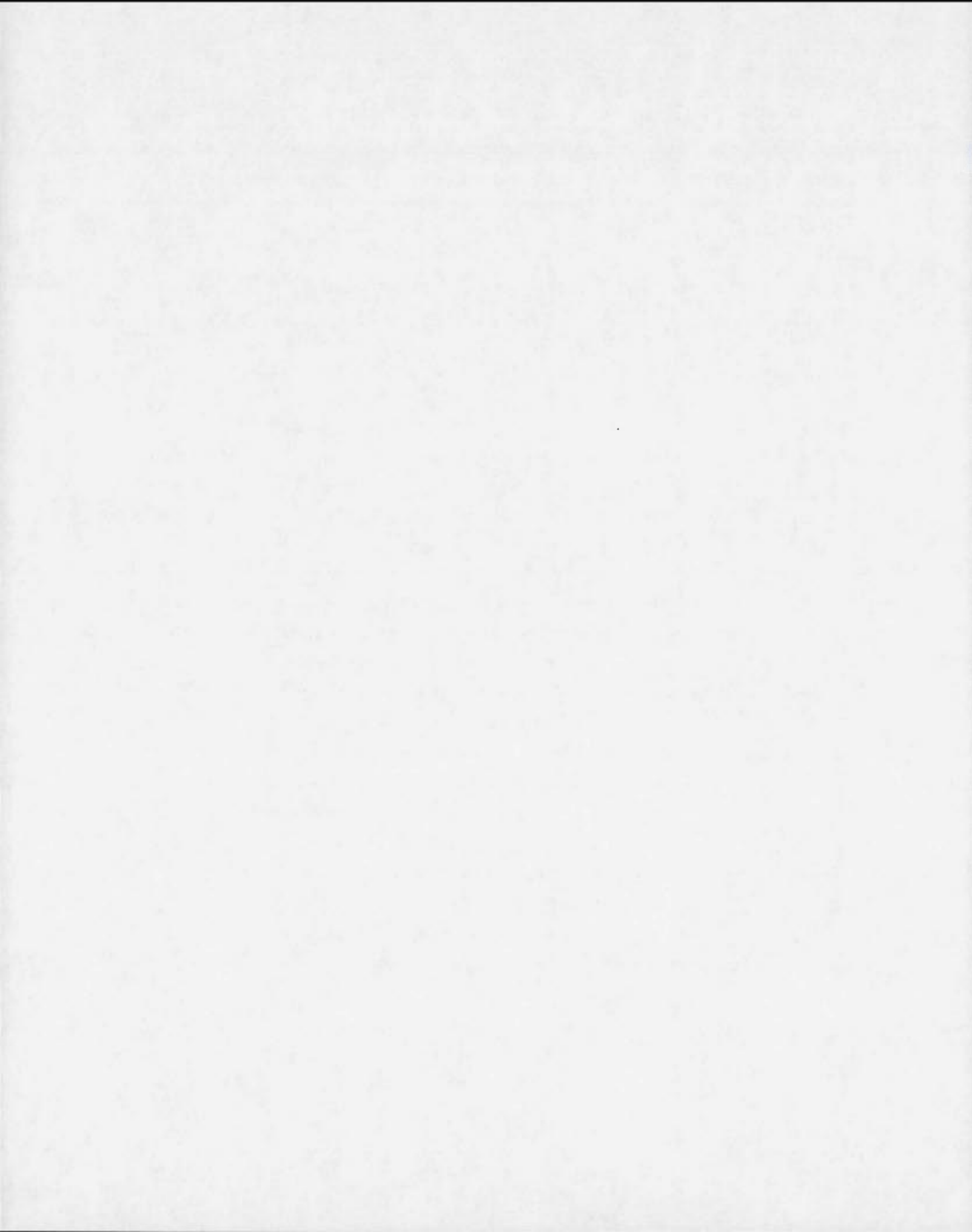
Malgré l'intérêt grandissant que suscite la question du stockage de C dans les sédiments lacustres, il reste que deux aspects de ce pool (réservoir) de C doivent être évalués de plus spécifiquement : la quantification du stock de C et la prédiction régionale et inter-régionale de ce stock de C. Les études récentes du stock de C tendent à suggérer des taux d'accumulation de C plus bas (Kortelainen *et al.*, 2004 ; Einola *et al.*, 2011 ; Kastowski, Hinderer et Vescei, 2011) que ce que la littérature a suggéré précédemment. Toutefois, cette différence repose totalement ou en partie sur une technique d'estimation du stock sédimentaire provenant de l'échosondage d'un grand nombre de lacs en Finlande. Intrinsèquement, la majorité des études établissent des taux d'accumulation sédimentaires surestimés puisqu'ils reposent sur la mesure au point central uniquement. Cette lacune ne peut être abordée qu'en mesurant directement le volume de sédiments des lacs sur le terrain et en mesurant le C qui y est contenu. Notre représentation et nos repères concernant le

stockage de C reste donc imprécis et le calcul des modèles prédictifs de stockage de C sont conséquemment affectés. Par ailleurs, les designs des études proposées à ce jour ne tentent pas de mettre en relation le dépôt de C entre la colonne d'eau et les sédiments millénaires. Le processus complet d'enfouissement du C n'a que très rarement été quantifié (Sobek *et al.*, 2009 ; Sobek *et al.*, 2011) et seule l'accumulation récente était incorporée dans le calcul de l'efficacité d'enfouissement. Pourtant le plus grand puits de C se trouve dans les sédiments millénaires enfouis au fond des lacs. Les études proposées jusqu'à maintenant ne permettent pas de suivre la sédimentation du C à différentes échelles temporelles. De plus, rien ne permettait de déterminer quels facteurs régulent cette capacité d'enfouissement.

0.3 OBJECTIFS

La base conceptuelle de la thèse (Fig. 0.1) repose sur trois questions fondamentales qui seront explorées par les différents chapitres de cette thèse:

- 1- Quel est le meilleur moyen d'obtenir et d'estimer le stockage de C dans les sédiments lacustre dans les lacs boréaux et tempérés (Chapitre I et III)
- 2- Comment le stockage de carbone varie ?
 - a. En fonction des différentes propriétés lacustres (Chapitre I et III)
 - b. Comment l'accumulation de C varie dans le temps, et selon les diverses échelles temporelles (Chapitre II)
 - c. Comment le stockage de C varie en fonction des différents types lacustres et à travers différents biomes ? (Chapitre I, II et III)
- 3- Comment le stockage de C sédimentaire s'insère dans le budget global de C d'un lac ? (Chapitre I, II et III)

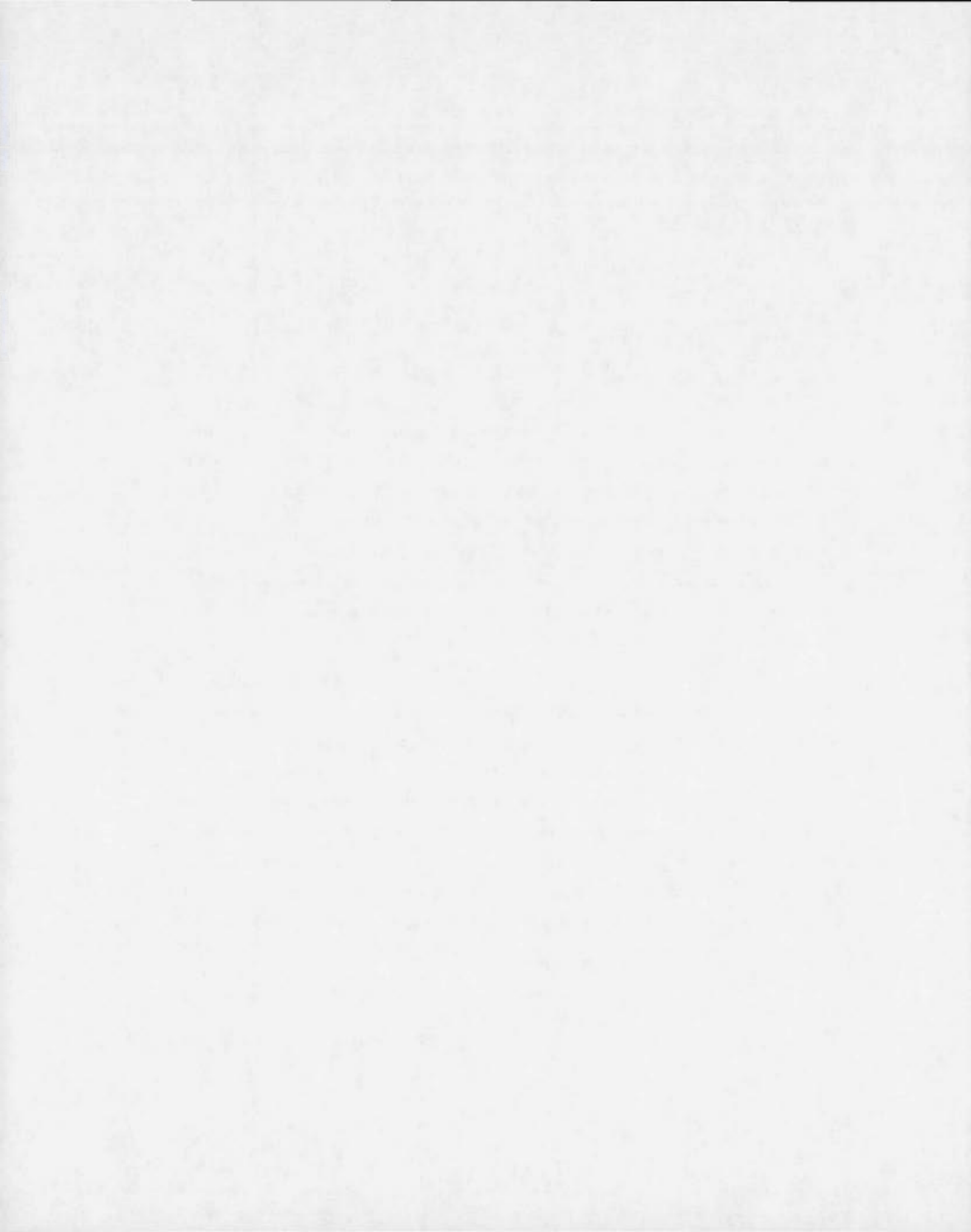


0.4 APPROCHES ET MÉTHODES

0.4.1 ASPECT DU STOCKAGE DE C CONSIDÉRÉS

Le stockage de C organique sédimentaire se produit grâce à la sédimentation de C organique particulaire et par la flocculation de C organique dissous sur des agrégats particuliers. Ce même C continue d'interagir une fois à la surface des sédiments où la respiration benthique, la méthanogenèse, la bioturbation, la resuspension de sédiments sont très actifs. Une fois cette interface bioturbée franchie, le C est considéré enfoui à long terme et il n'interagit plus avec la colonne d'eau. Cette thèse examine comment le C est stocké à différentes échelles (annuelle, récente et millénaire) dans les sédiments, explore la régulation du stockage par l'environnement et le climat, et tente de déterminer la variabilité spatiale du stockage régional de C organique sédimentaire.

Le chapitre I présente en détails la méthode d'estimation de stock de C sédimentaire dans la région boréale d'Eastmain et met ce stockage en contexte par rapport aux autres lacs boréaux. Le chapitre II décortique les différentes échelles de stockage de C, explore les principaux acteurs impliqués dans la régulation de chaque échelle temporelle d'accumulation. Le chapitre III explore la variabilité spatiale du stockage de C Holocène dans quatre régions tempérées et boréales et investigate plus spécifiquement l'accumulation récente de C dans deux régions boréales (Eastmain et Suède centrale).



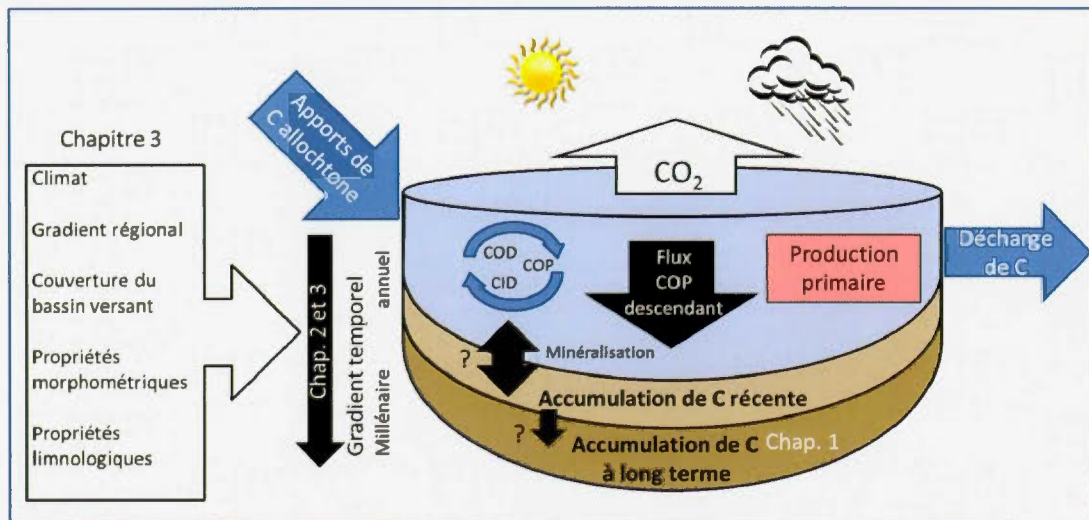


Figure 0.1 Les aspects du stockage de C des sédiments lacustres considérés dans cette thèse. Les flèches représentent les flux de C dans le lacs et les flèches avec points d'interrogations relèvent les questions relatives aux relations potentielles de certaines propriétés sur le stockage de C.

0.4.2 Approches utilisées

Dans le premier chapitre, une approche basée sur la cartographie sédimentaire à haute résolution spatiale est utilisée pour estimer le plus fidèlement possible la masse sédimentaire au fond des lacs échantillonnés. L'analyse de l'interface de 3 fréquences (208, 50 et 24 kHz) permet de délimiter par hydroacoustique l'épaisseur de sédiments organiques. Une fois le volume tridimensionnel obtenu, le stock total de C sédimentaire est dérivé de mesures de perte au feu validé par des mesures de C élémentaire. À partir de l'âge de déglaciation régionale établi par la datation au ^{14}C , des modèles prédictifs de l'accumulation de C annuelle sont construits et comparés aux modèles actuels (e.g. Kortelainen *et al.*, 2004; Kastowski, Hinderer et Vescei, 2011). Des régressions linéaires simples et régressions multiples sont principalement utilisées pour construire les meilleurs modèles prédictifs d'accumulation et de stockage de C dans la région d'Eastmain.

Pour le deuxième chapitre, un modèle vertical de flux de C organique est proposé en comparant le flux particulaire de C organique provenant de trappes à sédiments (Teodoru *et al.*, 2012b), aux taux d'accumulation de C organique récents et millénaires (Chapitre 1). Les différents taux d'accumulation y sont comparés.

Le troisième chapitre quant à lui, élargit la portée des résultats des deux premiers chapitres ajoutant deux régions à l'intérieur du Québec et une autre en milieu boréal localisée Suède centrale. Les patrons de corrélation entre l'accumulation de C holocène et les variables d'occupation du sol, limnologiques, morphométriques et climatiques sont explorés avec des modèles de régressions simples et multiples, par région, par biome et globalement. Des modèles de régression simples sont également proposés à l'échelle des dernières décennies pour les deux régions boréales, afin de mieux comprendre et comparer les deux échelles d'accumulation de C de ce chapitre.

0.4.3 Collection de données et variables mesurées

L'effort d'échantillonnage de cette thèse a été concentré sur 58 lacs situés dans 4 régions, deux tempérées et deux boréales. Ainsi, 13 lacs sont situés en Jamésie ($52^{\circ} 10' N$ $76^{\circ} 05' W$), 16 sont localisés en Estrie ($45^{\circ} 25'$; $72^{\circ} 10'$), 16 se trouvent dans les Laurentides ($45^{\circ} 55'$; $74^{\circ} 00'$) et 13 ont été échantillonnés en Suède Centrale dans les régions de Bergslagen ($59^{\circ} 55'$; $15^{\circ} 40'$) et Skogarydd ($58^{\circ} 20'$; $12^{\circ} 08'$). Les lacs de Jamésie se trouvent sur les basses terres de la Baie James sur des dépôts de la Mer de Tyrell surplombant le bouclier canadien. Les bassins sont couverts de forêt principalement coniférienne avec un paysage forestier mixte par endroits. Les tourbières, régions brûlées et affleurement rocheux sont très fréquents dans cette région non perturbée par l'homme. Les lacs des Laurentides reposent sur les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires du bouclier canadien, la forêt y est mixte et on y trouve beaucoup de villégiature. Les lacs de l'Estrie sont situés dans la région limitrophe entre les basses terres du Saint-Laurent et les Appalaches; les bassins sont couverts d'une forêt feuillue et beaucoup de villégiature et terres agricoles occupent le territoire. Avec ces trois régions, l'objectif était d'avoir un gradient latitudinal à l'intérieur de la province du Québec pour maximiser le potentiel gradient environnemental, afin de détecter l'influence régionale sur le stock de C dans les sédiments (e.g. type de forêts, de sols, de roche mère, de climat, d'hydrologie). En plus de ces sites Québécois, la comparaison de nos lacs avec les lacs Suédois a été entreprise pour comparer deux groupes de lacs des régions boréales. Les lacs à l'étude se trouvent dans les régions d'Uppland, Vastmanland et Smaland entourés principalement de forêt boréale mixte sous l'influence de la villégiature et de l'agriculture.

L'échantillonnage des différents plans d'eau s'est limité essentiellement à la récolte de sédiments lacustres par carottage et à l'échosondage hydroacoustique de la masse sédimentaire, nécessaire au calcul du stock de C. Les analyses d'occupation du sol ont été réalisées à l'aide du système d'information géographique ArcGIS 9.3 (*ESRI*) et les variables limnologiques proviennent de bases de données collectives des groupes de recherche impliqués.

L'objectif premier de cette thèse est de calculer le stock de C total et annuel de chaque lac étudié. Dans le premier chapitre, le stock Holocène de C est décrit pour 13 lacs de la Jamésie. Ces lacs ont été visités à deux reprises en septembre 2007 pour effectuer l'échosondage et le carottage de surface; et en mars 2008 pour le carottage au point le plus profond jusqu'à la base des sédiments. Nous utilisons la perte au feu et l'analyse élémentaire de C pour déterminer le contenu en C par volume pour certains niveaux de carotte. Des moyennes par mètre d'accumulation ont servi à calculer le stock total. La base de deux carottes a été datée au ^{14}C pour obtenir un taux moyen d'accumulation de C holocène et le chapitre explore les relations entre l'accumulation de C organique et la morphométrie du bassin.

Le second chapitre reprend les mêmes sites d'échantillonnage, mais cette fois 11 lacs seulement ont été choisis pour tenter de suivre le C organique de la colonne d'eau jusqu'à l'enfouissement permanent à long terme dans les sédiments. Notre approche examine la relation entre le carbone qui descend dans la colonne d'eau versus ce qui est sédimenté à l'échelle de décennies et interagit avec la colonne d'eau. Ultimement, le flux particulière de C descendant est aussi comparé à ce qui est sédimenté de façon permanente à long terme (à l'échelle millénaire). Les données publiées de trappes à sédiments de Teodoru *et al.* (2012b) ont été comparées au taux d'accumulation annuel récent (nouvelles données) de C et au taux holocène d'accumulation de C (chapitre I). Le taux récent d'accumulation de C a été calculé en utilisant la perte au feu à haute résolution pour les 5 cm de surface et ensuite au 4 cm jusqu'à la base de la carotte. Le tout a été combiné à l'analyse de C élémentaire aléatoire pour valider le contenu mesuré par la perte au feu. Les modèles d'âge ont été construits à l'aide du modèle CRS (constant rate of supply) utilisant les profils de ^{210}Pb (Blais et Kalff, 1995). Un budget « linéaire » des pertes de C est calculé : il inclut un estimé de la respiration benthique annuel (combinant les estimés de Brothers, del Giorgio et Prairie (2012) et de Ducharme-Riel (2011)) ainsi que leurs flux atmosphériques de CO_2 .

Dans le dernier chapitre, le stockage millénaire et récent sont examinés et ce à grande échelle spatiale. L'échosondage et le carottage de ces lacs a été réalisé en 2008. Les variables

d'occupation du sol (pourcentage de milieux humides, pourcentage de végétation, pente du bassin, temps de résidence, contenu en C dans les sols), de superficie (bassin versant, lac), les propriétés internes limnologiques (pH, COD, profondeur de l'épilimnion, couleur (A_{440}), phosphore, Chl a), les propriétés morphométriques (profondeur d'eau moyenne et maximale, épaisseur de sédiment moyenne, la limite de dépôt énergétique des sédiments (Energy boundary depth) et les variables climatiques (température moyenne annuelle, précipitations totales annuelles, productivité primaire du paysage, ruissellement total) sont examinées afin de déterminer leurs influences et interactions potentielles avec le stockage de C organique sédimentaire.

0.5 STRUCTURE DE LA THÈSE

L'objectif principal de cette thèse est de dresser un portrait intégratif du stockage de C dans les sédiments lacustres, en développant une méthode fiable d'estimation du stock sédimentaire et en tentant de déterminer en fonction de quels paramètres le stockage varie dans le temps et dans l'espace. Pour atteindre cet objectif, les résultats de cette thèse sont présentés dans trois chapitres dont certains publiés ou soumis pour publication:

Chapitre I. Ferland, M-È., P. A. del Giorgio, C.R. Teodoru and Y.T. Prairie. 2012. Long term C accumulation and total C stocks in boreal lakes in northern Québec. *Global biogeochemical cycles*, 26, GB0E04, doi:10.1029/2011GB004241

Ce chapitre établit la base méthodologique de l'étude du stockage de C dans les sédiments lacustres pour cette thèse. L'hydroacoustique y est utilisée pour la première fois afin de définir la masse sédimentaire au fond de 13 lacs de Jamésie, en milieu boréal où aucune perturbation anthropique n'a eue lieu. L'estimation du volume sédimentaire à haute résolution spatiale a été combinée au carottage sédimentaire du profil Holocène complet pour calculer le stock de C total ainsi que le taux d'accumulation de C moyen Holocène des 13 lacs. Ce chapitre explore la régulation de l'accumulation de C de ces lacs boréaux et situe l'accumulation annuelle de ces lacs par rapport aux autres sites boréaux. Les résultats démontrent que la superficie du lac et la morphométrie du bassin sont les prédicteurs les plus efficaces de l'accumulation de C dans les sédiments. Le stock de C lacustre est comparé aux composantes du paysage et établi que les lacs sont les troisièmes stockeurs de C en importance dans le paysage Jamésien après la forêt et les tourbières.

Chapitre II. Ferland, M-È., Y.T. Prairie, C.R. Teodoru and P. A. del Giorgio. Linking C sedimentation, burial efficiency and long-term accumulation in boreal lakes. *Journal of Geophysical Research – Biogeosciences*. Vol. 119, no 5, p. 836 -847.

Ce chapitre tente de reconstruire et de connecter les processus qui mènent à l'accumulation de C dans les sédiments lacustres à long terme. Pour la même série de lacs que le premier chapitre, le flux de COP dans la colonne d'eau est comparé à l'accumulation récente qui reste soumise aux perturbations et à l'accumulation de C à long terme. Ce chapitre souligne que l'efficacité d'enfouissement est fortement reliée à la morphométrie du bassin lacustre qui elle détermine et contraint la fraction de temps que les dépôts récents seront exposés à l'oxygène et régule, au final, la fraction de COP descendant qui sera minéralisée vers l'atmosphère. Il est donc possible de retracer l'incorporation du C dans les sédiments à différentes échelles temporelles. Les résultats suggèrent que peu de dégradation se produit après quelques décennies puisque les taux d'accumulation centenaires et récents sont très similaires. Par ailleurs, la balance entre le stockage et les émissions de ces systèmes est examinée et il a été déterminé que le stockage représente une petite fraction seulement des émissions de CO₂ vers l'atmosphère (moins de 5% en moyenne).

Chapitre III. Marie-Eve Ferland, Paul A. del Giorgio, Sebastian Sobek, Lars Tranvik, David Bastiviken and Yves T. Prairie. Regional carbon sedimentation and storage in boreal and temperate lakes. En préparation pour *Global biogeochemical cycles*.

Le dernier chapitre explore le stockage de C des sédiments lacustres à grande échelle spatiale en comparant trois régions du Québec et un groupe de lacs en Suède centrale. En réutilisant l'hydroacoustique pour estimer le volume sédimentaire et en carottant les 58 lacs, les patrons de stockage sont explorés entre différentes régions. Ce chapitre montre que les lacs boréaux tendent à accumuler plus de C dans leurs sédiments que les lacs tempérés, mais tous partagent une faible accumulation annuelle de C dans leur sédiments en comparaison aux valeurs actuellement suggérées dans la littérature. La variation spatiale ne semble pas altérer l'influence que la morphométrie du bassin exerce sur l'accumulation de C puisque la relation reste vraie entre le ratio dynamique et l'accumulation Holocène. Dépendamment de la région, la quantité initiale de C disponible diffère. Le meilleur modèle prédictif de l'accumulation du C combine la morphométrie du bassin, la température moyenne des sites et le ruissellement total sur leur bassin versant. Par conséquent, l'accumulation de C répond à une influence

climatique et topographique. Par ailleurs, ce chapitre montre également que l'accumulation récente et Holocène des sédiments boréaux diffère entre la Suède et le Québec boréal. Il semble que l'accumulation récente suédoise soit semblable ou inférieure à l'accumulation Holocène tandis que les lacs d'Eastmain semblent stocker moins de C à l'échelle Holocène qu'à l'échelle des dernières centaines d'années. Ce chapitre montre donc un contrôle environnemental global sur l'accumulation de C sédimentaire qui peut être prédit à partir de variables climatiques et physiques.

CHAPITRE I

LONG-TERM C ACCUMULATION AND TOTAL C STOCKS IN BOREAL LAKES IN NORTHERN QUÉBEC

Marie-Eve Ferland, Paul A. del Giorgio, Cristian R. Teodoru and Yves T. Prairie

Published in *Global Biogeochem. Cycles*, 26, GB0E04, doi:10.1029/2011GB004241.

Groupe de Recherche Interuniversitaire en Limnologie (GRIL), Dépt. des sciences biologiques, Université du Québec à Montréal, CP 8888, Succ. Centre Ville, Montréal, Québec, Canada, H3C 3P8.

AUTHOR CONTRIBUTIONS:

ME Ferland designed and performed research, analyzed the data, created the figures, and wrote the paper. P.A. del Giorgio and Y.T. Prairie participated in developing the ideas, provided advice on experimental setup and analyses, and commented on the paper, C. R. Teodoru provided data to extrapolate our result and commented the paper.

N.B : References cited in this chapter are presented at the end of the thesis.

1.1 RÉSUMÉ

Cette étude examine le stock de C organique total et les taux d'accumulation de C à long terme de 13 lacs boréaux du Nord du Québec qui représentent un large gradient de formes morphométriques. Les bassins lacustres ont été cartographiés en utilisant un échosondeur de sub-surface pour obtenir le volume sédimentaire; et fut combiné à un carottage des profils Holocènes pour obtenir la masse de C total des bassins. Les taux d'accumulation de C à long terme sont en moyenne de $3.8 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, ce qui est plus bas que les estimés précédents provenant de régions boréales et tempérées. La différence entre cette étude et les précédentes repose probablement sur l'utilisation d'une approche basée sur l'échosondage et la cartographie détaillée: cette technique donne des estimés plus réalistes du volume sédimentaire. Les stocks totaux de C des sédiments n'étaient pas corrélés au statut trophique ou à la concentration en COD, mais plutôt à la superficie du lac et au ratio dynamique ($\sqrt{\text{superficie du lac/profondeur d'eau moyenne}}$). Nous avons avancé l'hypothèse que la relation de l'accumulation de C et de la morphométrie du lac est une réflexion de la capacité intrinsèque des lacs à retenir le carbone. Nous montrons que l'apport en C joue un rôle significatif dans les patons d'accumulation de C dans les lacs, mais que ce rôle est fortement modulé par la taille et la forme du lac, qui eux reflètent la capacité de ces lacs à stocker le C qui est reçu. L'extrapolation au niveau régional, en utilisant la relation de l'accumulation et de la taille des lacs proposée ici, amène à un stock pondéré régional de 23 kg C m^{-2} (par unité de surface de lac), ou à 3.8 kg C m^{-2} (par unité de paysage). Ceci représente environ 25% du stock de C régional dans cette région boréale. Puisque l'accumulation régionale de C repose sur la taille ici, le stock total de C régional dépend non seulement de la taille mais aussi de la distribution locale de taille des lacs de la région.

MOTS CLÉS: lacs béréaux, accumulation de C, stock de C, Holocene, carbone organique, sédiments

1.2 ABSTRACT

Here we assess total sediment organic C stocks and long-term C accumulation rates in 13 boreal lakes in Northern Québec spanning a wide range of morphometric shapes. The lake basins were mapped using a sub-bottom profiler to obtain total sediment volume, which we combined with organic carbon profiles from Holocene cores to obtain total C mass. The estimated long-term areal C accumulation rates averaged $3.8 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, lower than previous reports for other boreal and temperate regions. The difference relative to previous studies may have resulted from our use of the detailed echosounding mapping approach, which yields more realistic estimates of total sediment volume. Total sediment C stocks were not related to lake trophic status or to DOC concentration, but rather to lake area and to the lake dynamic ratio ($\sqrt{\text{lake area/mean water depth}}$). We hypothesize that scaling of C accumulation to lake morphometry is more a reflection of the intrinsic capacity of lakes to retain carbon. We show that C loading does in fact play a significant role in the patterns of C accumulation in lakes, but that this role is strongly modulated by both lake size and shape, which in turn determine the ability of lakes to retain the carbon that has been loaded. Upscaling to the regional level using the empirical lake size relationships developed here results in an areal-weighted average C stock of 23 kg C m^{-2} (per unit of lake area), or 3.8 kg m^{-2} (per unit landscape), which represents around 25% of the total landscape C storage in this boreal region. Because of the lake-size scaling of C accumulation, the total lake C stocks at the regional level depend not only on the total lake area, but more importantly on the local lake size distribution.

KEY WORDS: Boreal lakes, C accumulation, C stock, Holocene, organic carbon, sediments

ACKNOWLEDGMENTS

We wish to thank colleagues who contributed to this project in the field: Martine Camiré, Delphine Marchand, Simon Barette, François Guillemette and Véronique Ducharme-Riel. Laboratory assistants are also particularly acknowledged for long hours of sediment processing and carbon analysis: Gaëlle Derrien, Justine Lacombe-Bergeron and Rabia Oukaci. Laboratory facilities were provided by GEOTOP research group at the Université du Québec à Montréal by Jean-François Hélie, Michelle Garneau, and Pierre J.H. Richard (University of Montréal). Financial and logistic support of this work was provided by Hydro-Québec through the Eastmain -1 project, by NSERC grants to Paul del Giorgio and Yves T. Prairie, and by a FQRNT doctoral scholarship to Marie-Eve Ferland. Finally, Marie-Eve Ferland would like to dedicate this article to both her parents, who encouraged her in this process and who passed away during the realisation of this project.

1.3 INTRODUCTION

There is converging evidence suggesting that the contribution of inland waters to the global carbon budget has been grossly underestimated (Dean et Gorham, 1998; Cole *et al.*, 2007; Prairie, 2008; Battin *et al.*, 2009). Lakes are generally net sources of CO₂ and CH₄ to the atmosphere (Kling *et al.*, 1992; Cole et Caraco, 1994, del Giorgio et Peters 1994; Sobek *et al.*, 2003; Bastiviken *et al.*, 2011) and these emissions have been shown to be significant at local, regional and global scales (Algesten *et al.*, 2005; Tranvik *et al.*, 2009). Somewhat counter-intuitively, lakes also constitute an important permanent sink of carbon within their landscape, because they accumulate both inorganic and organic C in their sediments (Dean et Gorham, 1998; Campbell *et al.*, 2000; Kortelainen *et al.*, 2004; Cole et al., 2007; Tranvik *et al.*, 2009). Earlier studies had estimated the global lake C sink at around 0.04 Pg C y⁻¹ (Dean et Gorham, 1998) but recent syntheses have suggested much higher rates of between 0.2 and 0.6 Pg C y⁻¹ for inland waters (Cole *et al.*, 2007; Battin *et al.*, 2009). These revised values are in the same order of magnitude as the global oceanic C sink (Cole *et al.*, 2007). In this regard, Molot et Dillon (1996) had estimated that approximately 120 Pg C are globally stored in boreal lake sediments over the Holocene, whereas extrapolation of the study by Kortelainen *et al.* (2004) from Finland yields a considerably lower global estimate, in the order of 19 - 27 Pg C. A recent study has concluded that total C accumulation in European lakes is in the order of 1.25 Mt C yr⁻¹, somewhat lower than previously thought, and has further highlighted major weaknesses in current estimates of both regional lake distributions and of sediment volumes and C contents (Kastowski, Hinderer et Vescei, 2011). Although there is clearly a large degree of uncertainty in the current estimates of regional or global lake C storage, all converge on the important role of lakes as C sinks.

A substantial portion of the global lake C storage is expected to occur in boreal landscapes (Molot et Dillon, 1996; Kortelainen *et al.*, 2004), and although lakes cover between 5 to over 30% of the total surface area in these regions, there have been only a limited number of studies that have addressed the contribution of lakes to regional C storage in northern latitudes. Based on measurements carried out in Northern Ontario (Canada), Molot and Dillon (1996) calculated that on average, 24 Tg of C is annually stored in the sediments of

boreal lakes. This represents roughly twice the amount of C stored in plant biomass in the boreal biome, and around a quarter of the total C that is regionally stored in boreal peatlands (Molot et Dillon, 1996). Similarly, Kortelainen *et al.* (2004) concluded that C storage in Finnish lakes was about three-fold greater than that in soils, and about a third of that in peatlands in the boreal Finnish landscape expressed per unit area, whereas Anderson, Andrea et Fritz (2009) showed that C stored in lakes represented about half of total soil C in Greenland. On the other hand, Campbell *et al.* (2000) concluded that lake C storage represented about 15% of the C stored in peatlands in Northern Alberta (Canada). These scattered regional estimates converge to suggest that boreal and sub-arctic lakes play a role in regional C accumulation and long-term storage that is disproportionate to areal coverage, and also highlight differences that exist across regions. A recent compilation of several long term net carbon accumulation rate estimates from lakes worldwide, Gudas *et al.* (2010) has shown a range variability in C accumulation rate between 2 and 90 g C m⁻² yr⁻¹. There is clearly a need to better constrain these rates and the contribution of lakes to boreal C storage.

There are two main challenges associated with lake C storage estimates at regional scale: 1) Deriving accurate estimates of whole-lake C storage for individual lakes, and 2) upscaling these estimates at the regional level. The former requires accurate determination of the total sediment volume as well as the sediment C content. Most studies to date have relied on either, geometrical models based on lake area and depth (i.e. Lehman, 1975; Campbell *et al.*, 2000), or on few spatial estimates of sediment depth (Pajunen, 2000) when deriving the total sediment volume. In addition to large spatial heterogeneity generated by differential sediment deposition and focusing, which complicates the overall estimates of sediment C content (Blais et Kalff, 1995; Rippey *et al.*, 2008), lake basins often display a complex topology, which is difficult to capture with simple geometric models. The resulting C stock estimates are thus rather uncertain. The only study to date that has taken a different approach is that of Pajunen (2000), who estimated sediment volume based on the continuous profiles of sediment thickness along transects. Although a significant improvement, we argue that better models of sediment C stock will depend on the ability to perform more accurate measurements of sediment volumes which therefore require a more complete spatial coverage.

The second major challenge in deriving reliable estimates of regional lake C stocks is related to the extrapolation of the actual measurements, usually performed on a limited number of lakes, to the ensemble of lakes within a region. This extrapolation must necessarily be informed by empirical models that allow to predict lake C stock or accumulation from easily obtainable lake properties, such as lake size or other morphometric features. Very few such models exist up to date. Kortelainen *et al.* (2004) developed a size-based model of total lake C stock for boreal lakes in Finland. Similarly, Squires *et al.* (2006), found significant correlations between storage and total basin depth in Western Canada, while Campbell *et al.* (2000) did not find any significant limnological predictor of total C stock for lakes in boreal Western Canada. These contrasting results indicate that either the lakes simply follow different regional patterns, or that the actual estimates of C stock may be biased in ways that obscure any consistent relationship.

In this paper we address the two main challenges facing the estimation of regional lake C stock described above. On the one hand, we extend and improve on the approach taken by Kortelainen *et al.* (2004) on deriving total lake C stock based on detailed, three-dimensional maps of lake basins using a sub-bottom profiler (Pajunen, 2000; Gilbert, 2003). We combined the resulting sediment volume estimates with Holocene core measurements of sediment C content to derive more robust estimates of whole-lake C stock. This approach was applied to a set of boreal lakes in the Eastmain River region of Northern Québec, spanning a wide range in lake and watershed morphometry and environmental factors. We further derived empirical models that link total sediment C stock to both lake and watershed properties. Finally, we applied the resulting models to a 50,000 km² block of northern boreal landscape to derive a regional estimate of total C stock.

1.4 METHODS

1.4.1 Study site and general approach

We investigated carbon storage in 13 boreal lakes of the James Bay region in Northern Quebec (51-52° N; 75-76° N) in Eastern Canada (Figure 1.1). The study was part of a larger project aiming to assess the net impact of a new reservoir creation (Eastmain-1 Reservoir) on the regional C budget (Teodoru *et al.* 2012a). The study area is located in boreal coniferous forest dominated by oligotrophic lakes, podzolic soils and extensive peatlands. Relatively homogeneous in geology (Precambrian bedrock of Canadian Shield with surficial quaternary deposits from the Wisconsinan glaciation) and topography (average altitude of 250 m a.s.l.), this boreal region is characterized by an annual average temperature of between 0 and -2.5°C, and annual precipitation varying from 600 to 1000 mm (Teodoru *et al.*, 2009). The investigated lakes display a relatively large gradient of surface area, maximum water depth and catchment size. Due to remote nature of the region and low accessibility by road, these lakes were sampled by helicopter during two field campaigns in September 2007 and March 2008. The fall campaign was mainly focused on basin and sediment mapping, whereas the winter (March) campaign was dedicated to sediment coring.

For mapping the three-dimensional distribution of sediment within each of the sampled lake, we used a triple-beam sub-bottom profiler capable of distinguishing simultaneously the sediment-water (208 kHz) and bedrock (24 KHz) interfaces coupled to a Differential Global Positioning System (DGPS) system, and collecting data at high frequency. The instrument (BSS+3 system, *Specialty Devices Inc*) was mounted on a streamlined towfish and suspended from floats 0.4 m below the water surface on the side of the boat. Our spatial coverage consisted in a series of transects obtained by criss-crossing the lake at about 7 km/h. For a full day, this generated on average about 121000 data points per lake (between 1694 and 987673 data points) with the proximal points located at about 5 m distance from each other. Depending on the lake size, the sampling intensity varied between 40000 and 42300 data points per square kilometer. This resulted in an extensive spatial coverage, much higher than ever provided before in such studies. The depths of both, the sediment-water interface and of

the original basin, were then interpolated (natural neighbour technique) over the entire lake surface to a 25 m² pixel size. The total sediment volume was then calculated by subtracting the two interpolated maps (Figure 1.2). All the geographic information analyses and manipulations were carried out using ARCGIS 9.3 (*ESRI*). The C content of the sediments and other chemical and physical properties were derived from long (Holocene) cores, which in combination with the estimated total sediment volume, were used to calculate lake-wide inorganic, organic and total C sediment storage for each lake.

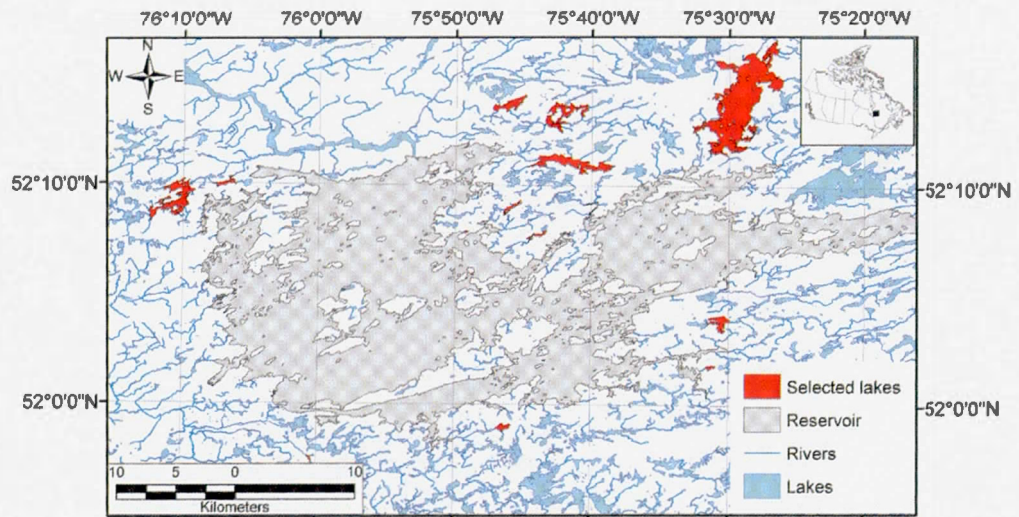


Figure 1.1 Map of location of 13 studied lakes in James Bay lowlands, Québec, Canada.

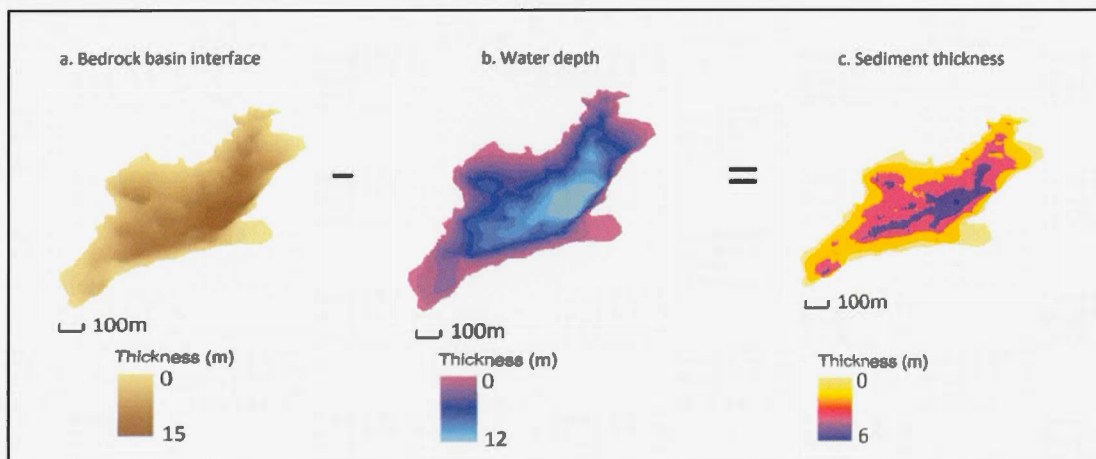


Figure 1.2 Three-dimensional maps of the basin of lake L34, showing A) bedrock basin, B) water depth, and C) thickness of sediment.

1.4.2 Dissolved nutrients analyses

Epilimnetic water samples taken from each lake at 1 m depth were used for nutrient and C analyses. Total phosphorus was determined spectrophotometrically following potassium persulphate digestion. For dissolved organic carbon (DOC) concentrations, water samples were filtered through 0.2 μm -filters and were measured in an OI-1010 Total Carbon Analyzer using wet persulphate oxidation.

1.4.3 Lake and catchment properties

Lake and catchment properties (surface area, distribution of forest and peatlands within catchment, average altitude and mean slope, etc.) were calculated from digitized maps (National Topographic Data Base, scale 1:50,000, [www. geogratis.cgdi.gc.ca/](http://www.geogratis.cgdi.gc.ca/)) using the hydrological and topographical extensions in ArcMap GIS 9.3. software. The dynamic ratio was as the square root of the lake area divided by the mean depth of the lake.

Table 1.1 Lake properties

Lake	Latitude (N)	Longitude (W)	Lake area (km ²)	Catchment area (km ²)	Lake sediment volume (m ³)	Average water depth (m)	Maximum depth (m)	Residence time (yr)	Average %C/%N ratio	DOC mg L ⁻¹	Carbon stock (kg C m ⁻²)
Mistumis	52° 09' 42"	76° 10' 51"	3.97	39.81	1991125	1.44	14.6	0.33	13.39	7.21	8.55
Em-320	52° 09' 56"	76° 07' 15"	0.47	4.54	416725	1.43	5.86	0.50	13.72	7.12	29.50
Labyrinth	52° 13' 34"	75° 42' 49"	2.57	10.47	1583400	1.36	21.43	1.45	14.36	7.99	15.47
Clarkie	52° 13' 40"	75° 29' 22"	24.69	622.46	18228525	2.15	13.37	0.21	12.71	5.76	17.70
Brendan	52° 03' 55"	75° 30' 10"	1.06	6.39	1389325	3.23	15.88	1.05	13.15	5.24	22.74
Natel	52° 52' 11"	75° 42' 43"	3.86	24.28	3618500	4.13	25.86	1.40	13.48	6.10	15.60
Lake 2	52° 07' 56"	75° 49' 09"	0.04	1.06	26150	1.22	2.44	0.09	11.69	9.44	11.08
Lake 8	52° 07' 55"	75° 43' 26"	0.31	3.26	271175	2.23	9.66	0.42	13.21	6.17	33.19
Lake 11	52° 09' 09"	75° 45' 36"	0.37	4.31	376725	1.18	5.92	1.29	13.12	8.25	34.18
Lake 34	51° 59' 05"	75° 46' 01"	0.45	2.25	647050	3.59	11.63	1.60	13.22	7.86	36.48
Lake 60	52° 13' 54"	75° 45' 42"	1.38	9.54	2468025	5.28	16.23	1.48	12.38	5.84	27.14
Lake 66	51° 57' 36"	76° 00' 35"	0.07	4.97	146625	3.71	11.55	0.10	13.83	7.60	59.49
Lake 40	52° 01' 46"	75° 31' 25"	0.16	3.23	352050	4.10	13.00	0.39	12.04	4.72	54.11

1.4.5 Sediment carbon contents

The organic C content of lake sediment was calculated based on the loss on ignition (LOI) technique and mean C content of organic matter (OM) (modified from Dean, 1974). Dry bulk density was measured on 1 cm³ subsamples taken at each 4 cm after drying in an oven for 16 h at 105° C. Subsamples were combusted at 550° C for 3 hours to determine LOI, and the density of OM was calculated as the product between the bulk density and LOI. The resulting OM density was converted to C per unit volume assuming a constant average lake sediment C content of 50%. Although extensively used due to its simplicity and low cost (Boyle, 2004; Heiri, 2001), the limitation of LOI technique is that it is based on the determination of the organic matter only, the actual carbon content being obtained by dividing the organic matter with an assumed C ratio (which in our case was 2) (Dean, 1974; Van Bellen et al., 2011).

To validate the results of LOI technique, we used a CN elemental analyzer to measure directly the sediment C content. Although more accurate, the elemental technique is considerably more expensive to run. The comparison between both techniques performed on a subset of samples (7 per short core), resulted in a strong linear relationship between these two estimates ($r^2 = 0.68$, $p < 0.0001$) with LOI-based estimates somewhat more scattered, but with no evidence of a systematic bias. We thus used LOI technique on the remainder of the short core samples and on all of the samples from the long cores. Sediment C storage was calculated from the C content integrated over 1-meter layers, and the total sediment C stock was calculated as the sum of the C in each of these layers. To apportion sediment mass into organic and inorganic mass, the LOI on 1 cm³ was used to derive dry mass of organic matter content and was then integrated over 1-meter layers. The balance of dry sediment in the 1 cm³ volume was considered inorganic sediment mass and was also derived as dry inorganic sediment mass.

1.4.6 Radiocarbon dating and sediment accumulation rates

Estimates of the regional long-term sediment accumulation rates were based on determinations of ¹⁴C of bulk sediment organic C taken from the base of two long cores (lake

11 and Brendan lake), following the convention of *Stuvier and Polach (1977)*. Atomic Mass spectrometer (AMS) ^{14}C analyses of bulk sediment samples from two lakes were carried out at the radiochronology laboratories of Université Laval and University of California. All ages are expressed as calendar years before present (BP = before AD 1950).

1.5 RESULTS AND DISCUSSION

The Eastmain region is characterized by flat topography with an average slope of about 2.5 degrees and the lakes in the region are generally shallow (average mean depth of 2.7 m). We selected lakes to span a size-range of nearly two orders of magnitude (lake area between 0.04 and 25 km²) with corresponding catchments varying between 1 and 622 km² (Table 1.1). Theoretical water residence time of the sampled lakes ranged from short (1 month) to intermediate (1.6 years). The lakes are oligo to mesotrophic (TP between 4.1 and 14.2 µg L⁻¹) and displayed a rather narrow DOC range (5 - 10 mg C L⁻¹, Table 1.1).

Although the glacial history of the region is well constrained (Dyke *et al.*, 2003; Dyke *et al.*, 2004), we performed ¹⁴C dating of Holocene core basal material from two lakes (L. 11 and L. Brendan) located respectively south and north of the current Eastmain-1 reservoir (Figure 1.1). These two dates (7107 ± 47 and 7728 ± 28 cal. Years BP, respectively) are consistent with the deglaciation history of the region when, around 7.2 ka ¹⁴C BP. (8 ka cal. BP), the Tyrell Sea retreated from the James Bay lowlands. We consequently used the average of these two dates (7418 cal. yrs BP) as the beginning of lacustrine accumulation of organic matter for all study lakes of the region.

1.5.1 Areal carbon stocks and accumulation rates

Areal organic carbon stocks varied between 8.6 and 59.9 kg C m⁻² among our lakes which correspond to average annual accumulation rates of between 1.2 and 7.9 g C m⁻² yr⁻¹ (mean: 3.8 g C m⁻² yr⁻¹). These rates are significantly lower than most reported values (e.g. Mulholland et al., 1982; Dean et al., 1998; Boville *et al.*, 1983; Campbell *et al.*, 2000; Einsele *et al.*, 2001; Squires *et al.*, 2006), but similar to those reported from Finnish and Greenland lakes (Pajunen, 2000; Anderson, Andrea et al., 2009; Einola *et al.*, 2011), and also close to Stallard's (1998) estimate. A recent study of large scale patterns in C storage in European lakes (Kastowski, Hinderer et al., 2011) also reported an overall average accumulation in the range of 5 g C m⁻² yr⁻¹, based on the combination of lake-size

distributions and empirical models of sediment C contents. Although these differences between studies can be due to true regional characteristics, it is also likely that our lower values are in part related to differences in methodology. Indeed, older estimates are based on sediment volumes derived by assuming a particular geometrical form (often ellipsoid) to describe the original and current bathymetry (Lehman, 1975; Campbell *et al.*, 2000). In a companion paper (Prairie, del Giorgio et Ferland, in prep.), we show that this assumption is rarely appropriate and generally overestimates true sediment volume in lakes. This latter analysis show that the ellipsoidal approximation, which is the most commonly used results in an average overestimation of sediment volume of 2.9 fold in our lakes. Similarly, applying the sedimentation rate obtained from the central core to the entire lake surface results in an overestimation of sediment volume of nearly 4-fold. It is thus clear that the estimates of carbon stocks in sediments are highly dependent on accurate estimates of sediments volumes.

Other possible reasons for the observed differences in carbon stock reported in the literature are not methodological but rather related to landscape characteristics such as catchment area, drainage ratio, vegetation cover (Kortelainen *et al.*, 2004), human impact on the landscape, temperature and latitude (Kastowski, Hinderer et Vescei, 2011), as well as the chemistry of the lake waters, including nitrogen and iron (Kortelainen *et al.*, 2004). We explore some of these patterns in the sections below.

1.5.2 Predicting C stocks and accumulation from lake characteristics

1.5.2.1 Lake area

Because we focused on a relative small region that shares a common deglaciation history, the two metrics of carbon burial (areal C stocks and accumulation rates) are equivalent from a modeling point of view. In our data set, with the exception of Lake 2, there was a strong empirical negative power relationship between carbon stock and lake size (Figure 1.3a, $r^2 = 0.71$, $p = 0.0002$). Lake 2 is more akin to a shallow pond and departed from the general trends of all the other lakes. It was thus omitted from further analyses. As there are currently very few models attempting to predict long-term fate of the sediment carbon (Kortelainen *et*

al., 2004), this simple relationship represents a particularly useful tool for upscaling carbon burial at the whole landscape level (see section 1.5.4), as it is based entirely a lake feature (surface area) that can be easily be obtained. In a power law (i.e. double-logarithmic scales), a slope of -1 implies that the variables are inversely but proportionally related. Our slope is much shallower than negative unity (-0.29 ± 0.05), implying a highly decelerating function. Converted to an arithmetic scale, the relationship shows that most of the non-linearity occurs for lakes smaller than 1 km^2 . Above this threshold of lake size, carbon stocks do not vary by more than 10 kg C m^{-2} . This strong non-linearity for small lakes (Figure 1.3a) is all the more significant because, in this boreal region, over 42% of the lakes are smaller than this threshold, a feature common to many areas of the world (Downing *et al.*, 2006). Our predictive relationship is similar to that reported by Kortelainen *et al.* (2004) for Finnish lakes ($\sqrt{\text{Areal storage}} = 10.9 - 0.395 \times \ln \text{LA (m}^2\text{)}$), but also differs on several counts: First, our relationship predicts higher values for small lakes ($< 0.1 \text{ km}^2$) but lower values for larger systems. Second, our relationship is tighter ($r^2 = 0.71$) than in Finnish lakes ($r^2 = 0.47$). Again, differences in methodology can explain some of the differences but the spatial extent (and thus its landscape heterogeneity) of the Finnish study (whole of Finland) was much greater than the regional area covered by our lakes. The European dataset of Kastowski, Hinderer et Vescei (2011) confirms the idea that small lakes have highly variable carbon mass accumulation rates (CMAR), and that above 1 km^2 lake size the variability in CMAR tends to decrease.

Although the relationship of C accumulation with lake size is statistically convincing, it is less clear why larger lakes should exhibit lower C burial rates and C stocks (Figure 1.3a). In our view, the most likely explanations roughly fall under three categories: 1) Larger lakes tend to receive lower loads from their catchments, 2) large lakes process carbon differently from small lakes; and 3) lake size is simply an integrative surrogate for other important variables such as lake shape, which in turn influence burial efficiency. The worldwide study of large lakes by Alin et Johnson (2007) suggests that, at regional scales, burial efficiency of lakes is correlated to basin morphometry and other variables that can affect oxygen exposure of sinking particles, and suggests that shallower water columns are correlated with greater

burial efficiency. Here we explore some of these alternatives, which are not mutually exclusive.

1.5.2.2 Carbon loading

We did not measure how much carbon these lakes received and therefore cannot test this hypothesis of differences in C loading directly. However, several lines of evidence suggest that differences in carbon loads are not the main driver of the size scaling of carbon accumulation in these boreal lakes. First, in such a uniform boreal landscape, areal carbon loads should be proportional to the catchment to lake area ratio (CA:LA) (Squires *et al.*, 2006), but this ratio and lake size were not significantly correlated ($p > 0.05$). C accumulation rate was not correlated to the CA:LA ratio, which is a rough proxy for potential C loading to lakes. Second, assuming that current differences in DOC concentrations among lakes were also similar through the Holocene, in-lake DOC concentrations should also reflect carbon loading rates. Here again, we found no relationship between DOC and sediment C stock ($r^2 = 0.0007$, $p = 0.93$) or with lake size ($r^2 = 0.26$, $p = 0.4$). Similarly, other proxies of organic carbon loading, such as catchment slope (Rasmussen *et al.*, 1989; Sobek *et al.*, 2007; Teisserenc *et al.*, 2010; Kastowski *et al.*, 2011) or the proportion of the catchment occupied by peatlands (Molot et Dillon 1996; Kortelainen *et al.*, 2004; Einola *et al.*, 2011) bore no relationship with either lake size or sediment carbon stocks and accumulation rate. Further, a parallel study on C sedimentation carried out by our group showed that the downwards POC flux was predominantly terrestrial and did not scale to size in these same lakes (Teodoru *et al.*, 2012b). There is thus little compelling evidence to suggest that differences in carbon loading are the main drivers of the strong relationship between sediment C stock and lake size (Figure 1.4).

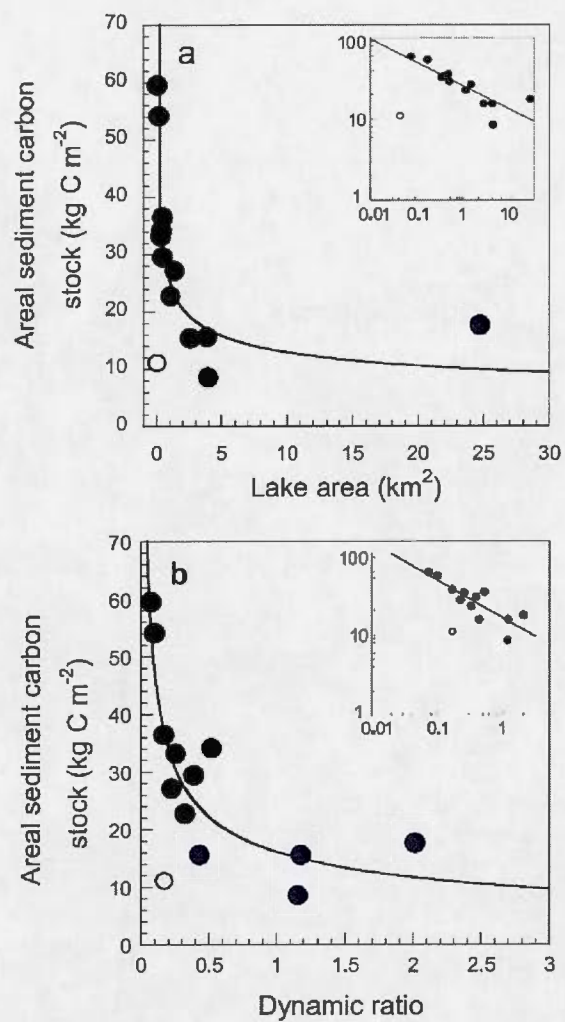


Figure 1.3 The relationship between sediment areal C stock (CS) and A) lake area, and B) the dynamic ratio ($\sqrt{\text{LA}/\text{mean water depth}}$). The regression model for (a) is $\text{CS} = 23.23 \times \text{LA}^{-0.29}$, $r^2 = 0.71$, $p < 0.0001$, (b) $\text{CS} = 893.86 \times \text{DR}^{-0.555}$, $r^2 = 0.76$, $p < 0.001$. The open circle is Lake 2, which was not included in the regressions.

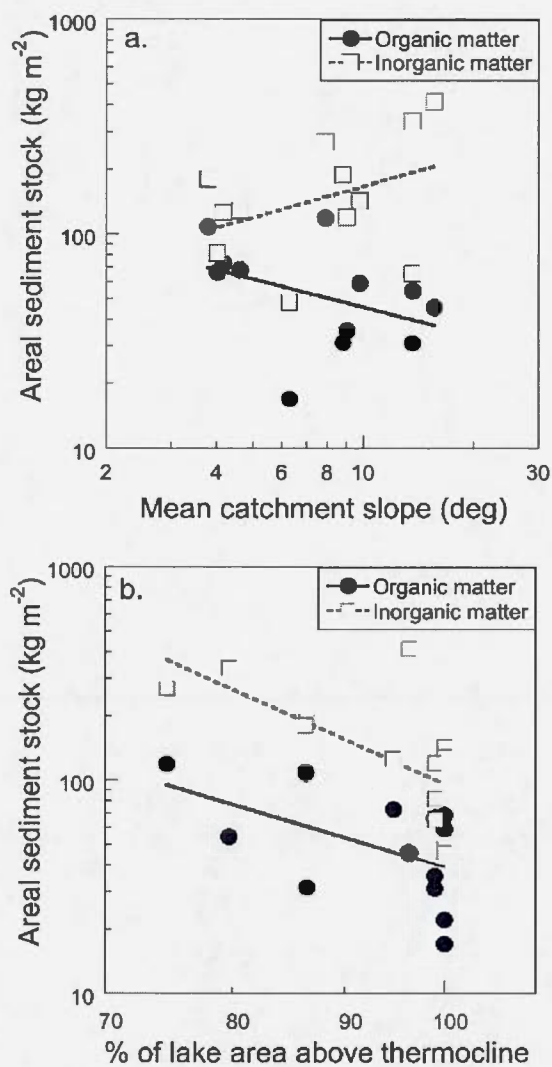


Figure 1.4. Relationships between inorganic and organic areal stock with: A) average catchment slope; and B) proportion of sediment under the thermocline. The regression models are for (A) $OM = 31.73 \times \text{Slope}^{-0.365}$ ($r^2 = 0.16$, $p = 0.19$) and $IM = 54.75 \times \text{Slope}^{0.49}$, ($r^2 = 0.15$, $p = 0.22$), and for (B) $OM = 9E + 06 \times (\%sed.)^{-2.66}$, ($r^2 = 0.23$, $p = 0.11$) and $IM = 2E + 10 \times (\%sed.)^{-4.07}$ ($r^2 = 0.40$, $p = 0.026$).

The absence of strong patterns between allochthonous carbon loads and sediment C accumulation does not imply that watershed processes are completely decoupled from lake sediments either. When we partitioned the areal sediment mass into its organic and inorganic components, clearer trends emerged with catchment properties. Figure 1.4 shows how the slope of the catchment influences the organic and inorganic components in significant yet opposite ways (ANCOVA test for difference in slope, $p < 0.05$). For the inorganic fraction, there was a positive relationship with catchment slope, which is consistent with higher erosional transport of inorganic material in steeper watersheds (Wailing, 1983; Dearing, 1991; de Vente *et al.*, 2007). In contrast, the organic fraction of the sediment mass was negatively related to catchment slope, which is consistent with current hypotheses as to the origin of sediment organic matter. Flat catchments typically sustain higher DOC exports because the soil waters are in greater contact with the organic-rich soil horizons (D'arcy et Carignan, 1997) and high DOC of soils in flat region generally corresponds to thicker soils. If the organic sediment fraction originates largely through the flocculation of lake dissolved organic matter (von Wachenfeldt et Tranvik, 2008; von Wachenfeldt *et al.* 2008), a negative pattern between the sedimentation of organic material and the watershed slope would ensue. From a mass balance perspective, this pathway of sediment organic matter production is likely operative. Of the two principal organic carbon sources, allochthonous organic carbon load largely dominates over primary production in these nutrient-poor lakes (Brothers, Prairie et del Giorgio, 2012). Whether or not the observed trend between OC burial and lake size (Figure 1.3) is the result of this complex interaction between the transport of DOC and sediment production processes will require further and more direct testing.

1.5.2.3 Lake shape and internal carbon processing

Lake surface area alone does not fully characterize lake shape. In our data set, larger lakes tended to be much flatter (as measured by the dynamic ratio, $DR = \frac{\sqrt{LA}}{Z}$) than small lakes.

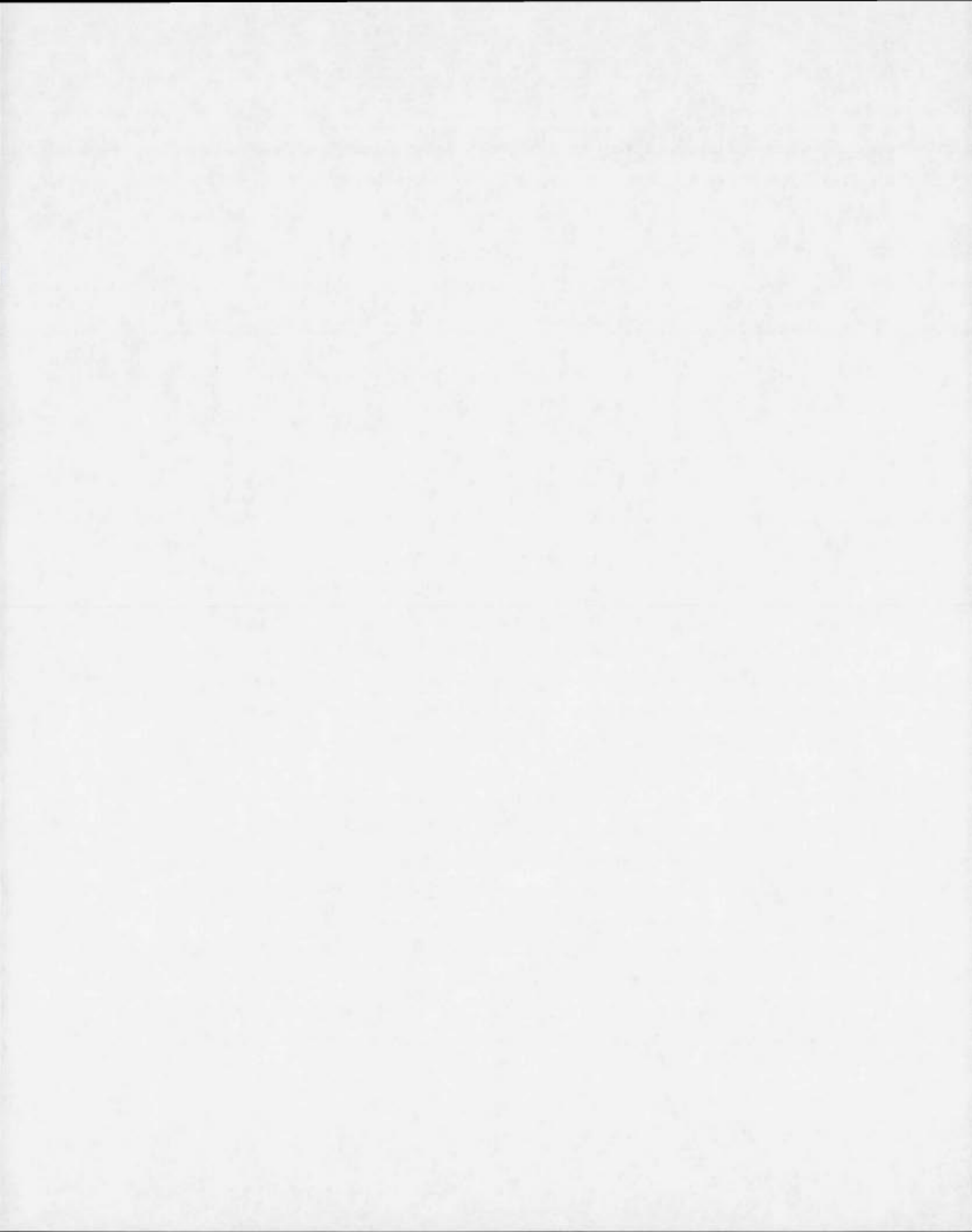
In fact, the dynamic ratio was even more closely associated to sediment carbon stock (and accumulation rate) than lake area (Figure 1.3b, $r^2 = 0.76$, $p < 0.0001$). This suggests that lake area may in fact act as a (useful) proxy for lake shape.

Lake shape influences sediment processes (Squires *et al.*, 2006) and thus the rate of carbon accumulation in several ways. One hypothesis is that flat lakes tend to have more of their sediments exposed to warmer epilimnetic temperatures, thus favouring higher sediment decomposition rates (Pace et Prairie, 2005). In this regard, the percentage of littoral sediment in our lakes (here defined as those within the epilimnion) was negatively related to lake area ($r^2 = 0.43$, $p = 0.01$) (not shown) and also positively related to DR ($r^2 = 0.33$, $p = 0.05$) (not shown), yet we did not find a significant trend between C accumulation and the fraction of the sediment surface within the epilimnion ($r^2=0.31$, $p>0.05$). This would suggest that differences in the proportion of sediments potentially subjected to higher temperatures and therefore to higher decomposition of organic C do not explain the patterns of sedimentary C stocks observed across lakes.

Alternatively, DR is closely related to the mean slope of the lake bottom and will thus determine the extent of sediment focusing (Håkanson, 1977; Håkanson, 1982; Blais et Kalff, 1995; Johansson *et al.*, 2007). Sedimentation rate and focusing would be enhanced in smaller lakes with steeper bathymetry, and the efficiency with which sedimenting organic material is decomposed (either in transit or within the sediment pile) is generally inversely related to the downward flux (Cornett et Rigler, 1987; Baines et Pace, 1994; Pace et Prairie, 2005). Accordingly, small lakes will have more localized and therefore enhanced sedimentation due of sediment focusing and should thus exhibit proportionately lower OC degradation and greater long-term permanent C burial rates.

Lastly, lake shape could alter permanent carbon burial rate simply by influencing the total volume of sediments retained within the lake basin. Rowan *et al.* (1992) developed a model defining the depth above which sediment deposition does not occur (his mud Energy Boundary Depth, EBD) because the wave energy generated on a lake of a given exposure (surface area) is sufficient to maintain particles in suspension and eventually transport them out through the outflow. We calculated the EBD for our lakes from their model (empirical mud EBD = $2.685 \times E^{0.305}$ where E is “exposure” parameter) and used our precise bathymetry to obtain the fraction the lake surface greater than that boundary depth (we took lake area as

the E parameter). This new variable, which we term the depositional capacity (DC), is very closely related to the dynamic ratio (DR) ($r^2 = 0.92$) and hence to the carbon burial metrics (accumulation and stocks). Figure 1.5 illustrates how this relationship is both linear and proportional. Since the intercept is not significantly different from zero (see caption of figure 1.5), it also implies that little or no C will accumulate when none of its surface is deeper than the predicted mud EBD. This model also predicts that lakes, for which the entire surface can be deemed depositional (an unlikely situation), would accumulate carbon at an average of about $8.4 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$. This number implicitly assumes that all our lakes receive roughly the same areal loading. To further explore between loading and retention, we performed a multiple regression of carbon burial as a function of both DC and our coarse estimate of areal loading, the catchment to lake area ratio (CA:LA). Both terms are statistically highly significant and collectively explain 81% of the cross-lake variation in carbon burial. This result suggests that C loading does in fact play a significant role in the patterns of C accumulation in lakes, but that this role is strongly modulated by both lake size and shape (Figures 1.3 and 1.5), which in turn determine the ability of lakes to retain the carbon that has been loaded. This in turn may explain why proxies of C loading on their own do not explain any significant portion of the variability in lake C stocks.



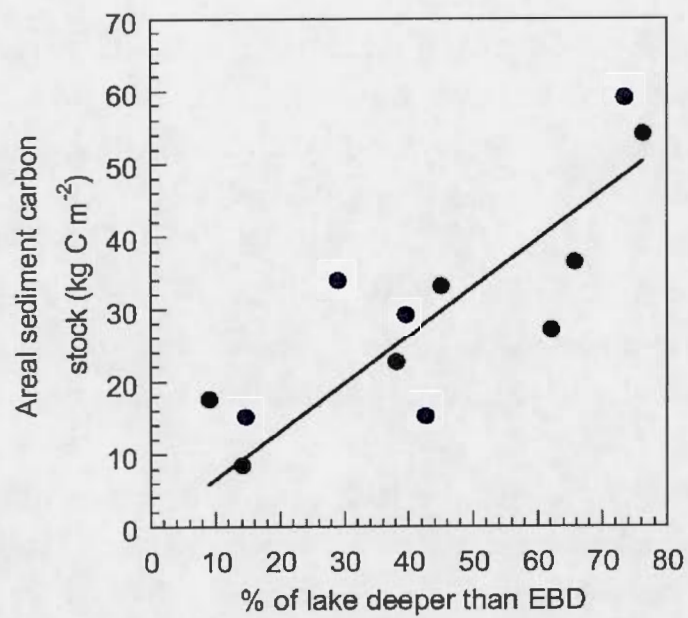


Figure 1.5. Relationship between sediment areal C stock and the fraction of the lake deeper than mud energy boundary depth (EBD) in lakes (orthogonal regression $r^2 = 0.82$, EBD = $1.37 + 66.17(\% \text{ lake deeper than EBD})$)

1.5.3 Comparison with other regions

Our estimates of lake sediment C accumulation and total stocks are comparable to those reported for Finnish (Pajunen, 2000; Kortelainen *et al.*, 2004; Einola *et al.*, 2011) and Greenland lakes (Anderson, Andrea et Fritz, 2009), but are considerably lower than reports for other boreal and temperate regions (Mullholand et Elwood, 1982; Molot et Dillon, 1996; Campbell *et al.*, 2000; Squires *et al.*, 2006), which range from 15 to over 90 g C m⁻² yr⁻¹. Data from other studies also appear to fit the overall lake size scaling of sediment C stocks in boreal landscape (figure 1.6) suggesting that this is not just a feature of the Eastmain region where we worked. This is encouraging given that lakes in these other regions can differ markedly in other respects (e.g. much longer water residence time in Greenland lakes, (Anderson, Andrea et Fritz, 2009). A striking feature of the comparative plot (figure 1.6) is that the data from the Eastmain region exhibit a much tighter relationship with lake size than in other regions. We attribute this difference in part to the more accurate measurements of sediment volume and hence sediment C stock. It is also likely the result of the more homogeneous landscape of the relatively small Eastmain region we studied.

1.5.4 Scaling up lake C burial at the landscape level

Our results can be used to assess the relative importance of lake sediments C stocks at a regional scale. To this end, we carried out a GIS-based analysis of a large block of approximately 50,000 km² in the same region (51°00'N - 52°45'N and 73°30' - 77°00'W), for which we have obtained detailed information of lake abundance (excluding reservoirs) and size distribution (Teodoru *et al.* in prep), in addition to forest and wetland coverage. Applying the relationship presented in Figure 1.3 to the size distribution of lakes (all lakes and ponds <1km² were considered constant using lake 2 store value) in this block of territory yields a total potential sediment C accumulation of 24,500 t C yr⁻¹ for the entire 50,000 km² landscape, and an average total weighted areal C stock of around 23 kg C m⁻² (of lake area). This landscape-wide value is remarkably close to that obtained for Finnish lakes by Kortelainen *et al.* (2004) (19 kg C m⁻² per lake area) and by Einola *et al.* (2011) (30 kg C m⁻² per lake area), although it represents a somewhat longer period since the last glaciation (about

10 ka) (Pajunen, 2000). The areal lake carbon stock represents over twice the average soil C stocks that have been measured for this same region (8.2 kg C m^{-2}) (Paré *et al.*, 2011), and around one fourth of the average C stocks in peatlands also determined for this same region (91 kg C m^{-2}) (Van Bellen *et al.* 2011).

These ecosystem-specific C stock estimates can be scaled to the relative coverage of each type of system in the entire block, to derive a rough estimate of the contribution of each system to the total landscape C burial. Forest soils have by far the highest overall areal coverage, and therefore also the highest total contribution to C storage, in the order of 303 Tg C for the entire block. Peatlands, which cover less than 5.5% of the landscape, potentially store 245 Tg C, whereas lakes, which cover on average 15% of the total surface, contribute in the order of 185 Tg C. Thus, for this portion of the Canadian boreal biome, lakes rank third after forest soils and peatlands in terms of C storage, with lakes contributing on average 25% of the total landscape C storage. This situation is more akin to what has been described for Finland (Kortelainen *et al.* 2004) than for Greenland (Anderson, Andrea et Fritz, 2009) and Europe in general (Kastowski, Hinderer et Vescei, 2011). It should be noted that whereas the Eastmain region is average in terms of the lake coverage relative to other major boreal areas, it has an extremely high density of peatlands (Van Bellen *et al.* 2011), and therefore the above relative contribution of lakes to total C burial is a minimum value and likely to be significantly higher in other boreal regions with lower peatbog coverage.

We can also compare our sediment C accumulation rates with the other major carbon fluxes occurring within these lakes. In a separate study we have quantified the annual CO_2 fluxes to the atmosphere from these same lakes (Brother, Prairie et del Giorgio, 2012), and our estimates of annual sediment C accumulation represent on average only 6% of C emitted from the same lakes to the atmosphere on an annual basis. This contrasts with the conclusions reported by Tranvik *et al.* (2009) for Swedish systems where the carbon burial in sediment represented nearly half of carbon emitted to the atmosphere. Clearly, the interplay between storage and evasion is complex and needs to be better understood.

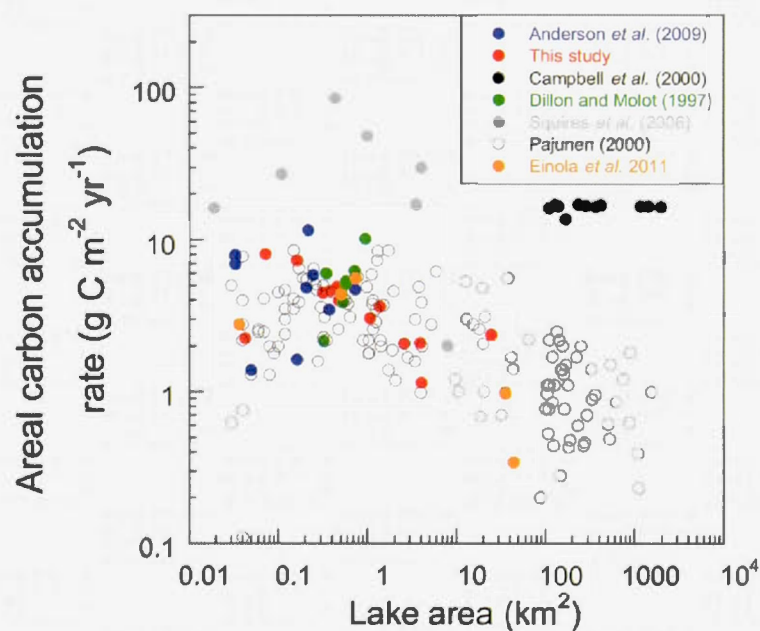


Figure 1.6 Regional patterns in the relationship between sediment areal C stock and lake size: Eastmain region, this study (red circles), Ontario lakes (Dillon et Molot, 1997) (green circles), Finland (Pajunen, 2000) (white circles) and (Einola *et al.*, 2011) (orange circles), Greenland (Anderson, Andrea et Fritz, 2009) (blue circles), Western Canadian lakes (Campbell *et al.*, 2000) (black circles) and (Squires *et al.*, 2006) (grey circles).

CHAPITRE II

LINKING CARBON SEDIMENTATION, BURIAL EFFICIENCY AND LONG-TERM ACCUMULATION IN BOREAL LAKES

Marie-Eve Ferland¹, Yves T. Prairie¹, Cristian Teodoru^{1,2}, Paul A. del Giorgio¹

Published in *Journal of Geophysical Research –Biogeosciences* (2014), 119 (5), 836-847.

Groupe de Recherche Interuniversitaire en Limnologie (GRIL), Dépt. des sciences biologiques, Université du Québec à Montréal, CP 8888, Succ. Centre Ville, Montréal, Québec, Canada, H3C 3P8.

AUTHOR CONTRIBUTIONS:

M-E Ferland designed and performed research, analyzed the data, created the figures, and wrote the paper. P.A. del Giorgio and Y.T. Prairie participated in developing the ideas, provided advice on experimental setup and analyses, and commented on the paper and C. R. Teodoru provided data for the paper and commented the paper.

N.B : References cited in this chapter are presented at the end of the thesis.

2.1 RÉSUMÉ

Le stockage de carbone dans les lacs est maintenant reconnu comme un puits important de C à l'échelle globale, mais les voies qui mènent à ce stockage sont encore peu comprises. Dans cette étude, nous tentons de reconstruire et de connecter les processus qui entraînent l'accumulation de C à long terme dans les lacs boréaux. Cela inclut les taux de sédimentation de COP dans la colonne d'eau et le métabolisme qui opère sur des échelles temporelles allant de semaines à des mois, l'accumulation de C organique dans les premiers centimètres de surface qui représentent des décennies, et l'accumulation à long terme de C organique qui a cours depuis des centaines à des milliers d'années. Malgré le fait que le flux descendant de COP était 10 fois plus grand que l'accumulation de C dans les sédiments à court terme pour tous les systèmes, aucune relation entre le flux de C descendant et l'accumulation à court ou à long terme n'a été trouvée. Cependant, la capacité d'enfouissement résultante (5 à 62%) était fortement reliée à la morphométrie lacustre : ultimement, elle contraind le temps que le matériel fraîchement déposé est exposé à l'oxygène et par conséquent régule la fraction de carbone descendant qui sera minéralisé vers l'atmosphère ou stocké de façon permanente dans les sédiments. Les petits lacs profonds agissent comme des puits plus efficaces que les grands lacs peu profonds. Il est également démontré que peu de dégradation apparaît après quelques décennies et que l'enfouissement à long terme est pratiquement identique à l'accumulation centenaire de C dans les sédiments. Il est aussi montré que le stockage, dans ces système tend est petit (<5%) comparé à l'émission de C relative, toutefois cette balance est fortement reliée à la morphométrie lacustre.

MOTS CLÉS: accumulation de carbone, sédiments lacustre, lacs boréaux, carbone organique

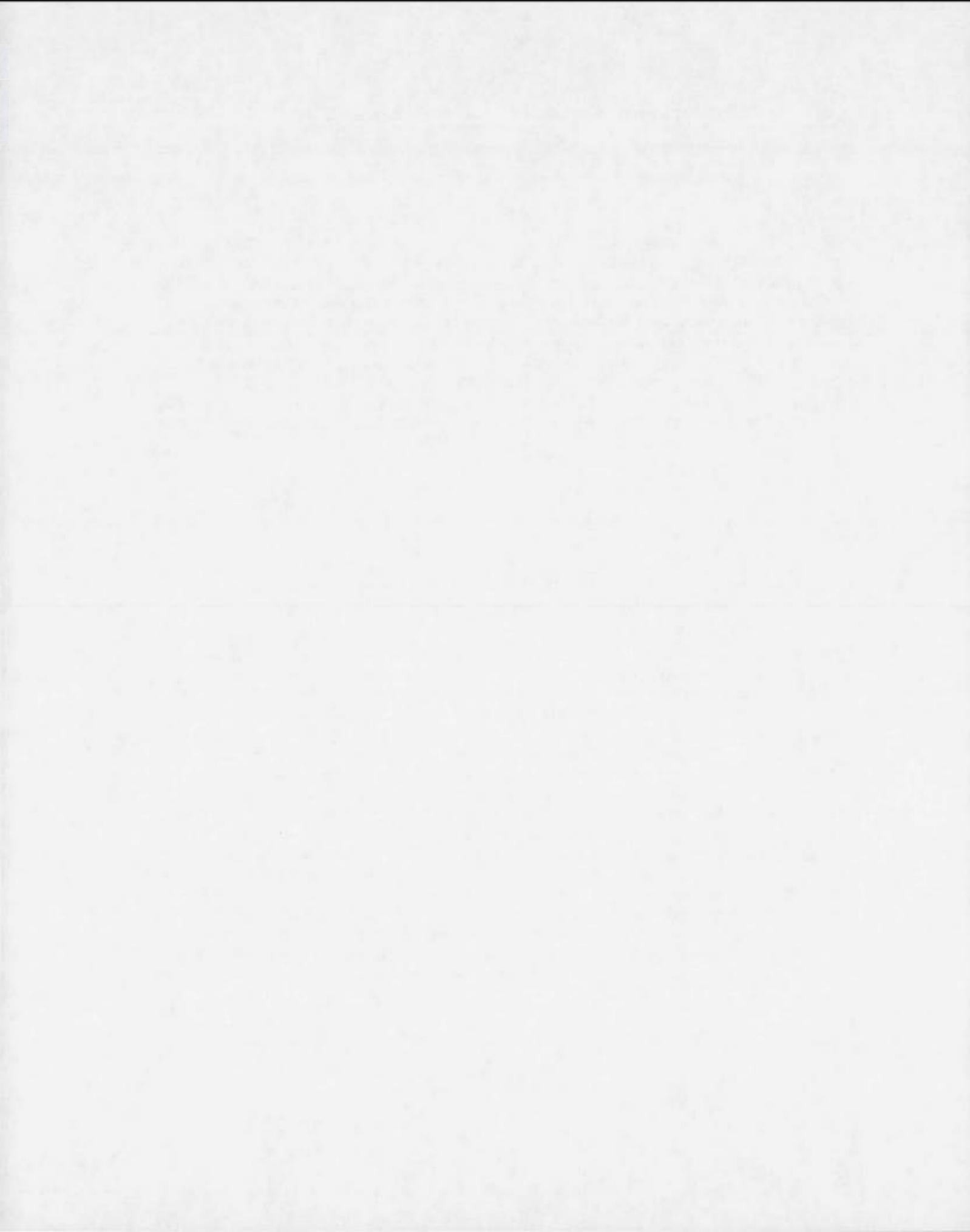
2.2 ABSTRACT

Carbon C storage in lakes is now recognized as a significant sink of C at a global scale, but the pathways that lead to this storage remain poorly understood. In this study, we attempt to reconstruct and connect the processes that lead to long-term C accumulation in boreal lakes. These include the rate of POC sedimentation in the water column and sediment metabolism operating at a temporal scale of weeks to months, organic C accumulation in the top sediment layers integrated over scales of tens of years, and long-term organic C burial in lake sediment integrated over hundreds to thousands of years. Although the sinking C flux (SCF) was 10 fold higher than the short-term sediment C accumulation rates in all systems, we found no direct relationship between the downward C flux and either the short-term or long-term C accumulation rates (CAR_{ST}). However, the resulting C burial efficiency (5 to 62%) was strongly related to lake shape: which ultimately constrains the time freshly deposited material is exposed to oxygen and thereby regulates the fraction of the carbon sinking flux that is mineralized back to the atmosphere or permanently buried in the sediments. Small and deep lakes act as more efficient C sinks than large and flat lakes. We also show that little degradation occurs after a few decades and that long-term burial rates are nearly identical to current centennial scale accumulation rates. We further show that sediment C storage tends to be small (<5%) relative to lake C emissions, but that this balance is also strongly related to lake morphometry.

KEY WORDS: carbon accumulation, lake sediments, boreal lakes, organic carbon

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Bassam Ghaleb, Christelle Not, Jean-François Hélie, Hans Asnong, Michelle Garneau from GEOTOP in Université du Québec à Montréal, Pierre J.H. Richard in Université de Montréal, Gaëlle Derrien, Justine Bergeron, Rabia Oukaci, Simon Barette, Véronique Ducharme-Riel, François Guillemette, Annick St-Pierre from UQAM, native crees helpers and Radiochronology laboratory of Laval University for field assistance and laboratory analysis. This work was a part of two broader research projects of the Unesco Chair in Global Environmental Change and of the Carbon biogeochemistry of boreal aquatic ecosystems Hydro Québec Chair. This work was supported by the Production Division of Hydro-Québec, Groupe de recherche interuniversitaire en limnologie, NSERC grants to Paul del Giorgio and Yves Prairie, and a FQRNT scholarship to Marie-Eve Ferland.



2.3 INTRODUCTION

Inland waters receive and process large amounts of carbon derived from their watersheds, but less than half of this C eventually reaches the sea (Cole *et al.*, 2007; Battin *et al.*, 2009). There are two main loss pathways of this carbon during transport: mineralization followed by evasion to the atmosphere, which occurs in rivers and lakes, and sequestration of C in lake sediments (Cole *et al.*, 2007; Battin *et al.* 2009). Inputs of organic carbon in lakes deposited at the sediment interface will either be mineralized to CO₂ or CH₄ by microbial activity, or be buried in the sediment. The storage of C in lake sediments has received much less attention than that of marine sediment (Burdige, 2007; Sobek *et al.*, 2011), but it is now recognized as a significant component of the total lake C budget (2-33% of total organic C circulating in lakes) (Tranvik *et al.*, 2009), and there is increasing evidence that this storage is also important at regional and even global scales (Molot et Dillon, 1996; Campbell *et al.*, 2000; Kortelainen *et al.*, 2004; Sobek *et al.*, 2009; von Wachenfeldt et Tranvik, 2008; Downing *et al.*, 2008; Einola *et al.*, 2011; Ferland *et al.*, 2012; Heathcote et Downing, 2012).

This increased interest in lake C storage has stimulated the search for predictors of C accumulation in lake sediments that can be used to scale up to the regional level. A number of such drivers have been identified, including lake area (Kortelainen *et al.*, 2004; Ferland *et al.*, 2012), the lake dynamic ratio ($\sqrt{\text{Lake area}} / \text{mean water depth}$) (Ferland *et al.*, 2012), as well as other catchment features (Kortelainen *et al.*, 2004; Kortelainen *et al.*, 2013), but there are still major uncertainties concerning the pathways that lead to permanent C burial in lakes.

There are four distinct stages in the process leading to long-term C burial in lakes. The first involves the loading of OC to lakes, and the synthesis of OC in the upper water layers; the second involves the delivery of this particulate OC (organic carbon) to the sediment through downward particulate flux; the third involves the processing and degradation of this OC at the sediment/water interface and in the uppermost sediment layers; and the fourth involves the processes that continue to remove organic C in deeper sediment layers. While some of these processes are relatively well described, for example, sedimentation rates (*e.g.* Brothers, Vermaire et Gregory-Eaves, 2008; Kastowski, Kinderer et Vescei, 2011) or sediment

metabolism (*e.g.* Sobek *et al.*, 2009; Gudas *et al.*, 2012), these components have typically been addressed separately, and connections that may exist between them are not well understood.

The net result of the processing of sediment OC is what has been termed the burial efficiency of OC (OCBE), which represents the proportion of sinking OC material that escapes mineralization and is permanently buried. OCBE has been shown to depend mostly on factors affecting OC degradation (Hartnett *et al.*, 1998; Sobek *et al.*, 2009; Sobek *et al.*, 2011). For example, temperature (Gudas *et al.*, 2010) and oxygen exposure (Sobek *et al.*, 2009; Fenner *et al.*, 2013) have been identified as important regulators of burial efficiency in lake sediments. Moreover, the origin of OC in lakes also strongly influences burial efficiency (Sobek *et al.*, 2009; Gudas *et al.*, 2012), with autochthonous production being preferentially degraded and terrestrially-derived OC disproportionately accumulated (Gudas *et al.*, 2012).

The factors that regulate burial efficiency are likely different from those that determine the actual downward C flux, and this may uncouple both processes. Previous studies have shown that C sedimentation rates are linked to both autochthonous production (Cranwell, 1981; Ho *et al.*, 1994; Sobek *et al.*, 2009) and external C loading (Jonsson, Bergström *et al.*, 2001; von Wachenfeldt *et al.*, 2008; Sobek *et al.*, 2009), which itself may be related to watershed properties (Håkanson *et al.*, 1983), but it is not clear how these factors will influence OCBE.

Additionally, we expect that OC burial efficiency will vary depending on the timescale considered. Mineralization is not restricted to the uppermost sediment layer, but continues with depth, albeit at slower rates with increasing depths (Baker, Einsenreich *et al.*, 1991; Meyers, 1994). However, the factors that control the degradation of OC in deeper sediment layers may be different to those that influence the process at the sediment/water interface (Baker, Einsenreich *et al.*, 1991), such that long-term C accumulation may not necessarily be easily predicted from either downwards C flux or C processing in surface sediments.

Consequently, C accumulation in the short-term (< 100-years) may not represent the actual long-term (since deglaciation) C accumulation, which is ultimately the parameter of interest. Sediment C accumulation therefore also has a temporal component that must be considered. However, the magnitude of C sedimentation and accumulation rates at different timescales has seldom, if ever, been systematically quantified in the same lakes. In this paper we have explicitly addressed this issue, and have quantified and compared the main processes involved in lacustrine organic C accumulation: the sinking organic particulate C flux, sediment respiration, and both short-term and long-term whole-lake C accumulation, in a set of 11 pristine boreal lakes in Northern Québec. We have explored how these components vary relative to each other, and with a suite of lake and basin characteristics. We further compare these downward accumulation rates with upward CO₂ emission rates to examine what controls the relative strength of these vertical fluxes. We focus solely on the OC fraction, because these boreal lakes store negligible amounts of inorganic C (2-4% of the total sediment carbon).

MATERIALS AND METHODS

2.4.1 Study area and experimental approach

The study was carried out in 11 lakes located in the Eastmain River region of Boreal Québec (51–52° N, 75–76° W) over 3 years (2007, 2008 and 2009). These lakes were chosen to represent the range in lake size, depth and catchments of the region (Marchand, Prairie et del Giorgio, 2009; Teodoru *et al.*, 2012ab; Ferland *et al.*, 2012). The region is characterized by an average temperature varying between 0 and 2.5° C, with 600–1000 mm of annual precipitation, and with an average altitude of 250 m above sea level (a.s.l). Freshwaters (lakes, rivers and wetlands) cover over 20% of the territory, with extensive bogs and peatlands in addition to complex networks of rivers and lakes (Teodoru *et al.*, 2009).

The experimental approach involved quantifying and comparing, in each of these lakes, the main processes that are involved in sediment C accumulation. The target lakes have been the focus of detailed studies in the context of a broader project assessing the role of lakes in regional boreal C budgets (Marchand, Prairie et del Giorgio, 2009; Roehm, Prairie et del Giorgio 2009; Brothers, Prairie et del Giorgio, 2012; Ferland *et al.*, 2012; Teodoru *et al.*, 2012), and the results presented here combine various components of the lake C budget that have been reported before in detail, with unpublished measurements of sediment processes. In particular, we combine here estimates of 1) the sinking organic C flux (SCF), measured using sediment traps (reported in Teodoru *et al.*, 2012), 2) the short term C accumulation rate in surficial sediments, based on profiles of ^{210}Pb and organic C taken with short (23–50 cm) cores; 3) the long-term sediment C accumulation (CAR_{LT}), based on detailed sediment mapping of the lake basin (reported in Ferland *et al.*, 2012), and 4) sediment burial efficiency defined as the ratio between the long-term C accumulation in surface sediments (CAR_{LT}) and the sinking organic C flux (SCF). Finally, we compare these various estimates of C accumulation in sediments with benthic respiration rates and the annual CO_2 fluxes to the atmosphere that have been previously measured in these same lakes (Brothers, Prairie et del Giorgio, 2012).

2.4.2 Water/air CO₂ fluxes

CO₂ fluxes between water and air were reported in the study of *Brothers et al.* (2012). In brief, the measured air-water CO₂ flux derived from the floating chambers (F , mg C m⁻² d⁻¹) was determined by averaging replicates and using the formula:

$$F = 1.44 \times 12 \times \{[(m) \times (V)] \times [(V_m) \times (SA)]^{-1}\} \quad (1)$$

where 1.44 combine the conversions the conversion from minute to day, μatm to atm, and mol to mmol, 12 converts mmol CO₂ to mg C, m is the slope of the change in CO₂ in a floating chamber ($\mu\text{atm min}^{-1}$), V is the volume of the floating chamber (L), V_m is the molar volume of the gas (L atm mol⁻¹), and SA is the surface area of water covered by the floating chamber (m²). The molar volume was calculated using the *in situ* barometric pressure measured by a Kestrel weather meter. Measurements of water $p\text{CO}_2$ were converted to concentrations using Henry's constant for CO₂, correcting for the solubility of gases in water at different temperatures (Brothers, Prairie et del Giorgio, 2012). The average daily flux of the open water season was converted into annual flux by multiplying by 185 days estimated for the open water season of Eastmain region plus 33% of this estimate to consider the winter contribution to the annual flux (Ducharme-Riel, 2011).

2.4.3 Sinking organic C flux

Sinking POC flux was measured using sediment traps in open water season of 2008 designed and constructed in house (see Teodoru *et al.*, 2012, for technical details). Briefly, the traps consisted of a main PVC cylinder (diameter of 10.2 cm) connected to a removable collector of 4 cm diameter. The trap has an active area of 81.7 cm² and the collector can holds a total volume of 440 cm³. An "I"-mooring string was used to deploy the traps in the lakes. The mooring consists of an anchor weight (> 40 kg), a pre-stretch plastic rope ($\varnothing = 8$ mm) and several buoys attached at the upper end of the string to provide an upright position. Two parallel open traps were attached to the mooring at 1.5 m above the water/sediment interface. However, each pair of traps (weighting in the water less than 1 kg) had 2 additional designated floats (buoyancy of 1 kg each) attached at the upper part to ensure a constant

upright position of traps independent on the surface buoys. The recovered trap collectors were sealed and frozen until analysis. In the laboratory, the contents was thawed, transferred to a plastic bottle, and left in dark, cool room at 4°C for 48 hours. The homogenized suspension was centrifuged to remove water, and then freeze-dried for 5 days to determine the total dry weight (dw). The dried material of each sample was manually grinded and homogenized for further analyses of organic C contents with high-temperature combustion using a Carlo Erba NC2500 elemental analyzer (Teodoru *et al.*, 2012). These traps were deployed for an average of 75 days, from July to mid-August at the deepest point of each lake. The approaches used in the past to determine downwards POC flux often differ widely (Bloesch et Burns, 1980), and there is still discussion concerning the optimum exposure time of one trap in lakes. We applied a correction factor of 1.67 (sinking C flux (SCF) \times 1.67) based on the estimates of Bloesch et Burns (1980) to account for mineralisation of organic C in the sediment trap over the time of deployment. The annual flux was estimated assuming that the open water season lasted 185 days (Ducharme-Riel, 2011); and that the under-ice flux was estimated at 5% of the open water season flux (based on seasonal flux of von Wachenfeldt et Tranvik (2008) in boreal systems) for 180 days.

2.4.4 Hypolimnetic and sediment respiration

Sediment respiration rates were estimated from the difference between the measured CO₂ accumulation in the hypolimnia and the hypolimnetic water column respiration, as described in detail in Brothers, Prairie et del Giorgio (2012) and Ducharme-Riel (2011).

2.4.5 Short-term sediment organic C accumulation rates

Contemporary sedimentation rates and C accumulation in surface sediments were estimated from C and ²¹⁰Pb profiles recovered from Glew gravity cores (6 cm diameter) (Glew et Last, 2001) taken in the upper sediment (between 23 and 50 cm depth, depending on the nature of the sediments) at the deepest point of the lake in the fall of 2009. The sediment cores were sliced directly in field at each 0.5 cm for the upper 5 cm, and at each 1 cm for the rest of the

core. The slices were stored refrigerated at 4°C until laboratory analysis of C content and ^{210}Pb dating. These core samples were used to determine C accumulation at the centennial scale.

2.4.6 Long-term sediment organic C accumulation rates

To determine the long-term (Holocene) C accumulation rates, we cored the entire depth of the sediment using long (piston) Livingston cores (Livingstone, 1955), which for logistical reasons we took during ice cover in winter (Ferland *et al.*, 2012). The long sediment cores were sliced at each 4 cm along the entire sediment profile. The data on sediment organic C contents were combined with the estimates of total lake sediment volume that were based on detailed three-dimensional mapping of the sediment thickness, using a three-channel sub-bottom profiler (*Specialty Devices Inc.*) to determine the total C accumulation in the lake basin (for more details, see Ferland *et al.* (2012)).

We used the loss-on-ignition (LOI) technique (Dean, 1974) to determine the organic C content in sediment in 1-cm³ subsamples of all core slices. Dry bulk density was measured after drying in an oven for 16 h at 105° C. Subsamples were combusted at 550° C for 3 hours to determine LOI, and the density of organic matter (OM) was calculated as the product of the bulk density and LOI. The resulting OM density was converted to C per unit volume assuming a constant average lake sediment C content of 50% (Dean, 1974).

2.4.7 Dating sedimentary organic C

Two alternative dates were measured on lake sediments corresponding to different timescales: ^{210}Pb was determined on gravity cores and used to characterize the short-term (100-120 years) accumulation rate, and ^{14}C basal age of bulk sediment was used to determine long-term accumulation since deglaciation (Ferland *et al.*, 2012). ^{210}Pb (half life $t_{1/2} = 22.6$ year) activities were measured on bulk lake sediment samples that were dried and ground in a mortar, and between 7 and 10 samples were measured per sediment profile. Measurements

accounted for the activity of ^{210}Pb -daughter isotope, ^{210}Po ($t_{1/2} = 138.4$ days, $a = 5.30$ MeV). Replicate measurements were carried out in one out of 10 samples, and these data were identical to the first set of measurements and well within the counting error. Chemical procedures for ^{210}Po extraction followed Baskaran et Naidu (1995) (i.e., with a classical $\text{HCl-HNO}_3\text{-HF}$ treatment), and samples were deposited on a silver disk (Flynn, 1968). The ^{209}Po and ^{210}Po activities were measured in a silicon surface barrier α spectrometer (EGG and ORTEC type 576A). Uncertainties were estimated as 1 standard deviation of the counting statistics (-2% to -4% of the value obtained) (Not *et al.*, 2008), and chemical extraction and counting efficiencies were determined using a ^{209}Po spike. The Constant Rate of Supply (CRS) model was used to calculate the “recent” sedimentary chronology of each core. The CRS model assumes that the transport parameters are independent of sedimentation rate and that there is a constant supply of unsupported ^{210}Pb to the lake sediment (Blais *et al.* 1995). The ages were then corrected for mass compaction with the porosity gradient along the profile following (Berner, 1971; Sorgente *et al.*, 1999):

$$\phi = \frac{w\rho}{w\rho + 1 - w(d_w)} \quad (2)$$

where ϕ is the porosity, w is the weight fraction of the water, ρ is the density of sediment solid and d_w is the density of the pore water.

2.4.8 Calculation of C accumulation rates

Lake sediments do not accumulate uniformly over the lake's surface but are instead subject to significant sediment focussing, where accumulation is much greater in the central deeper part than in the littoral zone of lakes (Davis et Ford 1982; Blais *et al.* 1995). In a separate analysis of the patterns in long-term accumulation in these same lakes (Prairie, del Giorgio et Ferland in prep), we show that ratio of maximum to mean accumulation rate varied widely among lakes (from 0.06 to 1 mm yr^{-1}) and was strongly correlated ($r^2=0.8$) with the shape of the lake basin. We used the generic but highly flexible hypsometric representation developed by Imboden (1973)

$$A_z = A_0(1 - Z : Z_{\max})^q \quad (3)$$

where A_z is the planar area at depth Z , A_0 is the lake's surface area, Z_{\max} is maximum depth and q is an exponent describing the general shape of the lake. The q index can accommodate remarkably different lake basin shapes and, in our data set, varied roughly between 1 and 7. Low values of q (1 to 2) correspond to cuvette-shaped basins while large values ($q > 4$) are representative of flat lake with a small central deep area. When applied to lake sediments, this formulation can be used to predict mean sediment thickness from maximum thickness (Prairie, del Giorgio et Ferland, in prep) as:

$$\bar{Z}_{sed} = \frac{Z_{\max(sed)}}{q + 1} \quad (4)$$

We applied this relationship to correct the C accumulation rates obtained from central core measurements at the centennial temporal scales, such that they represent recent accumulation rates integrated over the entire lake basins. The corrected, lake-wide accumulation rates are between 2 and 8 fold lower than those derived from the single, mid-basin core (Table 2.1). We use these basin-corrected values for all subsequent analyses.

For the Holocene accumulation rates, we used the average age of the onset of organic accumulation on bulk sediment, estimated at 7418 cal. yrs BP, in conjunction with the total lake sediment volume, derived from whole-lake surveys using a sub-bottom profiler (see Ferland *et al.*, (2012) for details). The resulting long-term carbon accumulation rates are therefore integrated over the entire lake surface and are thus directly comparable to the short-term estimates calculated above.

Annual benthic respiration (BR_{tot}) was derived by combining different studies on the same lakes that focussed on summer and winter respiration, respectively Brothers, Prairie et del Giorgio (2012) and Ducharme-Riel (2011). The annual BR was calculated as:

$$BR_{tot} = ((\%LA_{pel} \times BR_{ow}) + (\%LA_{lit} \times BR_{ow} \times SR)/100) \times 40 + (BR_{win} \times 325)/1000 \quad (5)$$

where $\%LA_{pel}$ is the proportion of the lake under the thermocline, BR_{ow} is the daily benthic respiration of open water season estimated by Brothers, Prairie et del Giorgio (2012) applied

for 40 days of lake stratification, %LA_{litt} is the proportion of the lake that is in the littoral zone, and BR_{win} is the daily benthic winter respiration estimated by Ducharme-Riel (2011) and SR is the respiration temperature dependent factor to adjust for lake temperature differences as $SR = (T_{epil} / T_{hypo})^{0.65}$ (Pace et Prairie, 2005).

2.4.9 Lake properties

Lake and catchment properties (surface area, distribution of forest and peatlands within catchment, average altitude and mean slope, etc.) were extracted from digitized maps (National Topographic Data Base, scale 1:50,000, [www. geogratis.cgdi.gc.ca/](http://www.geogratis.cgdi.gc.ca/)) using the hydrological and topographical extensions in ArcMap geographic information system (GIS) 9.3 software (ESRI, inc). The dynamic ratio has been estimated manually with the square root of the lake area divided by the mean depth of the lake. Lake sediment volume was also interpolated using natural neighbour interpolation of the sub-bottom profiling data for all the basins (Ferland *et al.*, 2012).

2.4.10 Statistical analyses

Statistical analyses were carried out in JMP ©7 (SAS institute). Data were log transformed when necessary, to satisfy assumptions of homoscedasticity and normality of residuals.

2.5 RESULTS

The general characteristics of the lakes of this region have been described in detail elsewhere (Roehm, Prairie et del Giorgio, 2009; Marchand, Prairie et del Giorgio, 2009; Brothers Prairie et del Giorgio, 2012; Ferland *et al.*, 2012). Briefly, the lakes we sampled are poorly buffered, unproductive systems (chlorophyll between 0.8 and 2.4 $\mu\text{g L}^{-1}$) of various sizes (7 ha to 25 km^2) and shapes (ellipsoidal to very flat bathymetry, see (Prairie, del Giorgio et Ferland. in prep) with narrow a DOC gradient of 5 to 9 mg L^{-1} (Brothers, Prairie et del Giorgio, 2012). Water residence times varied considerably, from about 6 weeks to 1.5 years.

2.5.1 Sinking C flux

The sinking C flux reaching the surface of the sediments varied moderately among our lakes, from 10 to 50 $\text{g C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$. These rates are comparable in magnitude but unrelated to primary production estimates based on chlorophyll *a* presented in Brothers, Prairie et del Giorgio (2012). The strongest environmental variable that was related to sinking C flux was lake mean depth, and higher carbon sinking flux rates were recorded in shallow lakes ($r^2=0.38$, $p=0.04$). Neither catchment size nor the ratio of the lake to catchment size was significantly related to sinking flux.

2.5.2 Short-term carbon accumulation rates (CAR_{ST})

Our lakes varied within a surprisingly narrow range of short-term carbon accumulation rates, from 1 to 5 $\text{g C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ (mean flux = 3.9 $\text{g C m}^{-2} \text{yr}^{-1}$, excluding EM-320), on average ten-fold lower than the sinking C flux. Our null hypothesis was that C accumulation is a reflection of the amount of carbon raining down onto the sediment surface. Although the fact that short term C accumulation rate was systematically lower, values relative to the corresponding sinking C flux are consistent with this hypothesis (table 2.1) and there was no statistically significant relationship between sinking C flux and short term C accumulation rate (figure 2.1a). This apparent uncoupling between the two processes clearly implies that

the post-depositional alterations of sedimented carbon differ substantially among lakes. As a rough test of this hypothesis, we postulated that the difference in these rates (sinking C flux minus short-term accumulation rate) should be related to the intensity of organic carbon decomposition. In a separate study in the same lakes, Brothers Prairie et al. (2012) had estimated benthic respiration on the basis of hypolimnetic CO₂ accumulation. Although our data set is too small to provide a robust confirmation, figure 2.1b suggests that benthic respiration explains most of the difference between POC sedimentation rates and short-term C accumulation rates in the sediment; in some of our lakes, the match is nearly perfect. At the landscape level, the difference between sinking C flux and short-term C accumulation rate was related to lake size ($r^2=0.48$, $p<0.01$) and shape (expressed as the dynamic ratio (DR), $r^2=0.54$, $p<0.01$).

Table 2.1. Properties of lakes

Name	Surface area (km ²)	Catchment area (km ²)	Sinking organic C flux (gC m ⁻² yr ⁻¹) ¹	Short term acc. rate (core) (CAR _{ST}) (gC m ⁻² yr ⁻¹)	Short term acc. rate (basin) (CAR _{ST}) (gC m ⁻² yr ⁻¹)	Long term acc. rate (basin) (CAR _{LT}) (gC m ⁻² yr ⁻¹)	Annual benthic respiration (BR) (gC m ⁻² yr ⁻¹) ^{2,3}	Annual surfaces CO ₂ flux (gC m ⁻² yr ⁻¹) ²	DOC (mg L ⁻¹) ²
Lake 8	0.32	3.26	13.29	17.65	5.07	4.48	11.97	102.57	6.6
Lake 34	0.46	2.26	13.34	11.72	4.25	4.92	11.05	126.28	8.3
Lake 40	0.16	3.23	11.66	17.45	5.83	7.29	14.01	101.83	5.2
Lake 60	1.38	9.55	9.68	8.79	3.17	3.66	8.04	79.11	6.1
Lake 66	0.07	4.98	28.85	18.77	6.96	8.02	17.47	140.25	9.3
Brendan	1.07	6.40	36.13	9.60	2.41	3.07	-	78.15	5.6
Clarkie	24.69	622.46	47.76	8.94	2.09	2.39	-	94.20	5.9
EM-320	0.48	3.92	48.71	60.45	19.71	3.97	-	204.96	7.7
Labyrinth	2.57	4.70	31.64	45.42	5.26	2.08	13.53	115.29	8.8
e									
Mistumis	3.97	39.81	22.19	6.14	1.09	1.15	5.69	138.22	7.5
Natel	3.87	24.28	19.28	10.54	2.35	2.10	16.52	105.19	6.4
Mean of lakes	3.54	65.89	25.68	19.59	5.29	3.92	12.29	116.9	7.0

1. Data taken from Teodoru *et al.* (2012), and corrected following Bloesch et Burns (1980).

2. Open water season values taken from (Brothers, Prairie et del Giorgio 2012)

3. Winter values taken from (Ducharme-Riel, 2011)

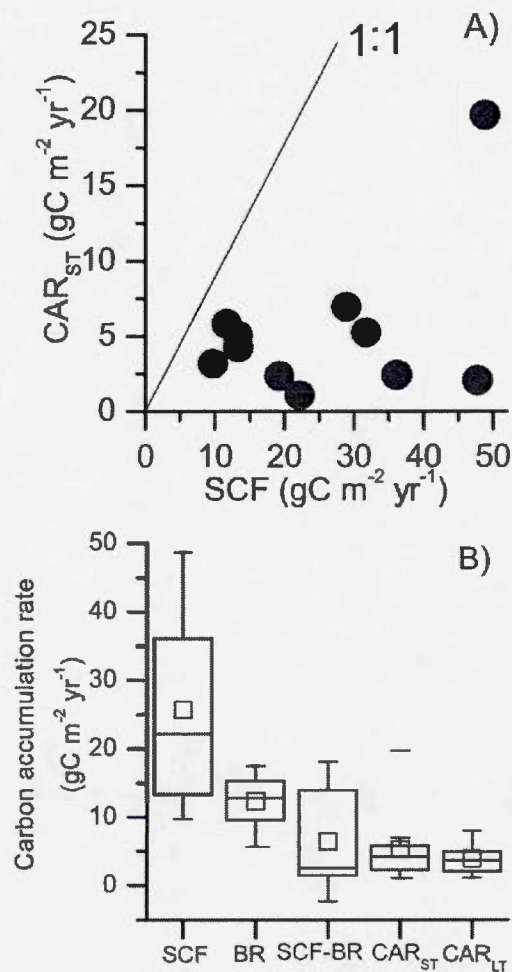


Figure 2.1 a) Relationship between sinking organic C flux (SCF) and short-term C accumulation rates (CAR_{ST}); b) Box plots of sinking organic C flux (SCF), annual benthic respiration (BR), the difference sinking organic C flux (SCF) and benthic respiration (BR), short term accumulation rate (CAR_{ST}) integrated for the basin and long term accumulation rate (CAR_{LT}) for the 8 lakes that stratified.

2.5.3 Long-term carbon accumulation rate

The observed range of long-term accumulation rates in our lakes was essentially the same as that of the short-term scale, except lake EM-320. Lake EM-320 had an exceptionally high short term sediment accumulation rate, yet the long-term rates were comparable to those reported in the other lakes. This suggests that there may have been a bias in the ^{210}Pb profile that lead to these extremely high short-term C accumulation rates (See annex 6). Figure 2.2 shows that for our lakes (all but lake EM-320), the estimated rates of carbon burial for individual lakes were nearly identical whether estimated from short cores (corrected for spatial heterogeneity) or whole-lake accumulation since the last glaciation. This observation has two major implications: First, it confirms that there is very little mineralization of the organic carbon past the first few decades following deposition on the lake floor. Second, it also suggests that carbon accumulation rates in this region have not changed significantly over the past millenia.

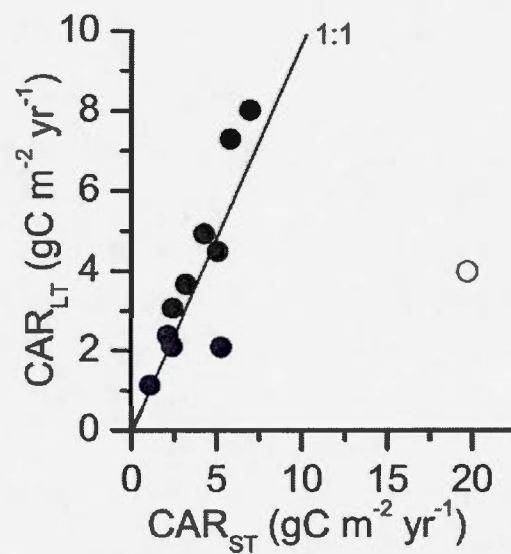


Figure 2.2. Relationship between the short-term C accumulation rates (CAR_{ST} , corrected for whole basin heterogeneity) and the long-term accumulation rates (CAR_{LT}). Lake EM-320 is the outlier.

2.5.4 Organic Carbon Burial Efficiency

Burial efficiency (the ratio of long-term accumulation rate to sinking C flux) was highly variable across the Eastmain lakes (from 4% to 62%), and averaged $22\% \pm 19\%$ (median = 11 %). Again, lake shape (expressed as dynamic ratio) was the strongest determinant of the ultimate fate of sedimenting carbon (figure 2.3, $r^2=0.76$, $p=0.0003$). Lakes that are deep relative to their size thus permanently bury a greater fraction of the organic carbon they receive from the water column. To a lesser extent, but potentially useful for upscaling exercises, lake surface area (LA) was also negatively related to burial efficiency. Carbon burial efficiency can be predicted from the following equations:

$$\text{OCBE (\%)} = 100 (0.15 \text{ LA}^{-0.44}) \quad r^2=0.62, p=0.003 \quad (6)$$

$$\text{OCBE (\%)} = 100 (0.09 \text{ DR}^{-0.44}) \quad r^2=0.78 p=0.0003 \quad (7)$$

2.5.5 The vertical pathways of carbon processing: evasion versus sedimentation

Allochthonous carbon has three possible fates as it enters lake ecosystems: it can transit through the system unaltered, be mineralized and evaded as carbon gas, or sediment and accumulate in the bottom. Although our study did not seek to develop complete mass-balance carbon budgets for each lake, we nevertheless examined the relative importance of the two in-lake net vertical processes: evasion versus sedimentation and accumulation. CO_2 fluxes were determined as part of a separate study of the same lakes (Brothers, Prairie et del Giorgio., 2012). CO_2 evasion rates to the atmosphere were generally much higher (mean: $116.9 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$, range: $78 - 204 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) than C accumulation rates. The ratio of sinking C flux to CO_2 flux was on average 0.2, whereas the short-term C accumulation rate and long term C accumulation rate to CO_2 flux averaged 4.1% and 3.5%, respectively (figure 2.4). Since a significant fraction of the sinking C flux is respired and potentially returns to the atmosphere, these fluxes are not functionally independent. For this reason, we consider the comparison of CO_2 evasion rates with the carbon accumulation at the short-term or long term scales more relevant. At these temporal scales, the balance between carbon evasion and burial was again strongly related to lake size and shape. Carbon evasion to the atmosphere was favoured in large and flat lakes whereas burial was enhanced in small and relatively deep systems (figure 2.5, $r^2=0.60$, $p=0.0005$).

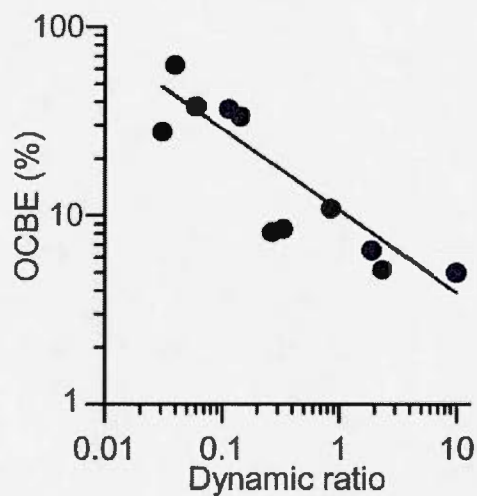


Figure 2.3 Relationship between organic carbon burial efficiency (OCBE) and lake dynamic ratio (DR). The regression equation is $\text{Log(OCBE)} = -2.38 - 0.44 \times \text{Log(DR)}$, $r^2 = 0.76$, $p < 0.001$

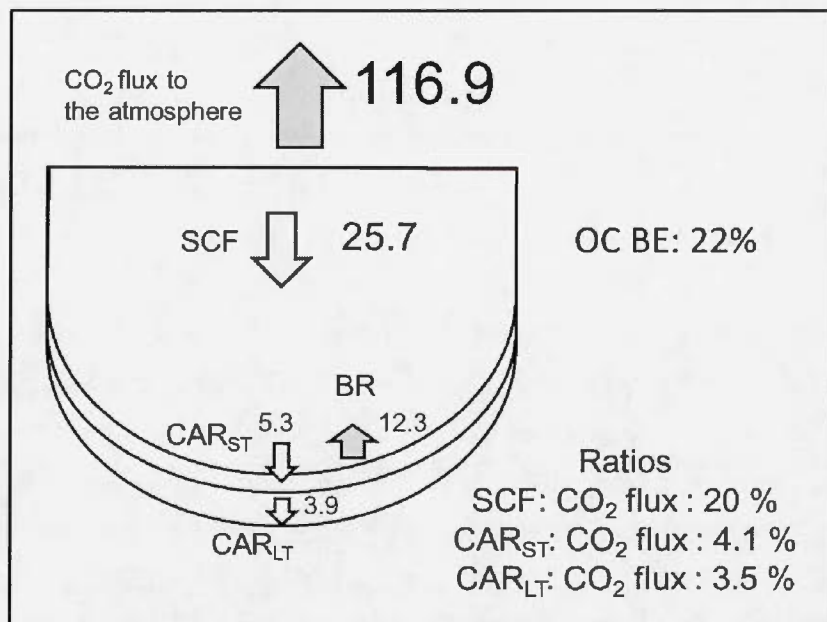


Figure 2.4 Average C fluxes for the 11 lakes of Eastmain region. All fluxes in in $\text{gC m}^{-2} \text{yr}^{-1}$.

DISCUSSION

2.6.1 Decreasing trend in C accumulation rate from water column to the long term.

As expected, the sinking C flux was significantly higher than both the short-term C accumulation rate and long-term C accumulation rates (figures 2.1b and 2.4). Although this pattern is not surprising, the absolute magnitude of the flux we observed in our lakes differed from those reported for other boreal regions. Our sinking C flux rates were on average only about half of those observed in a similar boreal landscape in Sweden (Jonsson, Bergström et Jansson, 2001; von Wachenfeldt et Tranvik, 2008) in spite of the correction we applied to account for possible mineralization within the sediment traps over the deployment period. While our sinking flux estimates may therefore be considered conservative, the detection of patterns with other environmental variables remains unaffected. Previous studies have reported a strong relationship between sinking flux and lake productivity (as indicated by chlorophyll *a*) (Baines et Pace, 1994), but we did not observe such a relationship, possibly due to the very narrow range in chlorophyll *a* concentrations in our lakes (range 1.1 – 2.4 µg/L, Table 2.1). Likewise, von Wachenfeldt et Tranvik (2008) had reported a link between DOC concentration and sinking flux, mediated by DOC flocculation, but again we found no relationship between sinking C flux and DOC concentrations in our lakes. Neither did we find any influence of morphometry, as suggested by Hakansson et Jansson (1983), although there was a weak negative relationship with lake mean depth, which may in part be due to variations in in-lake carbon transformation processes (von Wachenfeldt *et al.*, 2008).

The extent of the short-term, post-depositional degradation of the organic matter sinking flux is substantial, and averaged about 75% in our lakes (range 50 to 95%). These degradation losses represent the integrated decomposition that occurred within the first century, including that occurring during the last phase of particle settling. Several studies have shown that most degradation occurs in the early (5-10) years following sedimentation (Hamilton-Taylor, Willis and Taylor, 1984; Jonsson et Jansson, 1997; Teranes et Bernasconi, 2000; Gälman *et al.*, 2008). Although we did not measure decomposition in this particular time frame, our results are nevertheless consistent with this view on two separate accounts. First, estimates of

current benthic respiration rates in the same lakes (Brothers, Prairie et del Giorgio, 2012) are of the same general magnitude as the measured sinking fluxes, suggesting that the two processes roughly balance out. Second, carbon accumulation rates at the short and long-term time scales are very similar (figure 2.1b, 2.2 and 2.4), demonstrating that very little further degradation occurs beyond the century timescale.

The concordance between carbon accumulation rates at the two post-depositional time scales (short term C and long term C accumulation rates) also underscores the importance of taking into account the within-lake spatial heterogeneity in the sediment distribution. Because our lakes covered a wide spectrum of lake shapes (from small and deep basins to very flat bathymetry except for a small central area, see Prairie, del Giorgio et Ferland (in prep)), failure to account for lake shape would have nearly completely obscured the relationship between short term C accumulation rate and long term C accumulation rate ($r^2=0.38$ versus $r^2=0.68$), in addition to overestimating the average short-term accumulation rates, CAR_{ST} . In addition, the near perfect match between short term C accumulation rate and long term C accumulation rate (figure 2.2) strongly suggests that carbon accumulation rates have not varied significantly over the past millenia. While this conclusion is reasonable for lakes in this largely pristine region of the boreal zone, it could be easily verified with a more continuous sediment chronology than was carried out in the present study.

2.6.2 Carbon burial efficiency and the vertical fluxes of carbon: the interplay between lake morphometry and degradation processes

The organic carbon burial efficiencies we observed in our lakes were similar, albeit slightly higher, than that recently reported for five Finnish lakes (average of 22% in our study vs 14% reported by Einola *et al.* (2011)). We were surprised to find such a strong inverse relationship between the burial efficiency and a simple physical parameter describing the bathymetric shape of lakes, the dynamic ratio (figure 2.3). Most previous studies had instead emphasized the predominant role of either the origin of organic carbon, or the postdepositional environment, in terms of oxygen exposure time (Maerki *et al.*, 2009; Sobek *et al.*, 2009;

Einola *et al.*, 2011; Fenner et Freeman, 2013), hypolimnetic temperature (Den Heyer and Kalff, 1998; Gudas *et al.*, 2010), nutrients (Fenner et Freeman, 2013) and mineral surface area (Maerki *et al.*, 2009; Sobek *et al.*, 2009).

Upon closer examination however, our results are not contradictory but instead illustrate how lake shape imposes strong constraints on sedimentation rate, benthic metabolic activity and therefore burial efficiency. Lakes that are deep relative to their area tend to have systematically higher sedimentation rates. Ferland *et al.*, (2012) argued that the proportion of lake surface area that is deeper than the minimum depth where mud deposition can occur (i.e. below the influence of wind energy (see Rowan *et al.*, 1992) is a direct predictor of sedimentation rate in this region, itself an important determinant of oxygen exposure time (Sobek *et al.* 2009). In the recent data compilation of Sobek *et al.* (2009), shallow lakes (<20 m depth) had a very narrow range of oxygen penetration depths (2 ± 1.7 mm). Although we did not measure the oxygen penetration depth, we used their average value (2 mm) in conjunction with our sedimentation rates to calculate a rough estimate of O₂ exposure time for our lakes. Assuming this approximation to O₂ penetration depth is reasonable for this boreal region, then our results suggest that newly sedimented material remains in contact with oxygen only for 5 to 20 years (median=15 years). Given that sediment methane production is low in oxygenated sediments (Sweerts *et al.*, 1991; Bastviken *et al.*, 2004), this would suggest that degradation occurs past the first two decades after particle settling is low, and is therefore consistent with our observation that carbon accumulation rates at the centennial and Holocene scales are nearly identical. More importantly, and in spite of the added calculation uncertainty, we obtained a strong negative relationship between burial efficiency and O₂ exposure time (figure 2.6), generally very similar to that of Sobek *et al.* (2009), except that it predicts lower efficiencies at long O₂ exposure times. This difference is likely due to our accumulation estimates being spatially integrated over the entire lake surface, and not derived from single central cores. Thus, we propose that the burial efficiency of carbon, while functionally limited by the activity of biological mineralization processes, is first and foremost determined by the physical constraints on particle deposition imposed by the bathymetry of the lakes.

The balance between the upward (CO_2 emissions) and downward (permanent burial) fluxes is also controlled, at least in part, by the same interplay between lake shape and metabolism. Although overall emission rates greatly exceeded accumulation rates in all of our lakes, the modulating influence of lake shape was nevertheless very clear in determining this balance (figure 2.5). Lakes that are shallow relative to their size (high dynamic ratio) tend to have lower rates of sedimentation, and longer oxygen exposure times, and as a consequence tend to have lower burial efficiencies. In such lakes, most of the organic carbon sinking flux is mineralized back to the atmosphere, and this implies a strong preponderance of emissions over burial. Conversely, relatively deep lakes have higher burial efficiencies that will favour, for any given particle flux, a higher ratio of long term C accumulation to CO_2 flux ratio. In their analysis of several freshwater ecosystem types, Tranvik *et al.* (2009) reported striking and consistent differences on the relative importance of upward and downward fluxes between different types of aquatic systems. Agricultural reservoirs had the strongest bias towards burial whereas emissions largely dominated in floodplain lakes. These trends provide indirect evidence that our results may be generalizable to other regions as well, since floodplain lakes have typically high dynamic ratios and thus low burial efficiencies. In contrast, agricultural reservoirs likely have very high burial efficiencies due to their extremely high sedimentation rates (Downing *et al.*, 2008; Heathcote et Downing, 2012). Nevertheless, other factors, such as pH (Molot et Dillon, 1996) or lake nitrogen concentrations (Kortelainen *et al.*, 2013) have been shown to explain differences in the vertical balance of net carbon fluxes for lakes of any given shape.

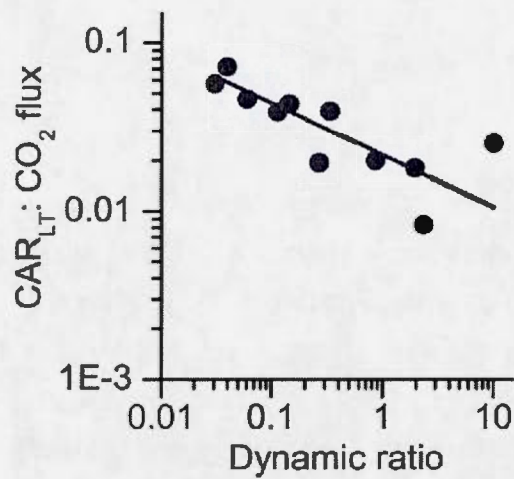


Figure 2.5 The ratio of Long-term C accumulation (CAR_{LT}) to CO₂ evasion to the atmosphere, as a function of the lake dynamic ratio (DR). The regression equation is $\text{Log}(\text{CAR}_{\text{LT}} \text{ basin} / \text{CO}_2 \text{ flux}) = -3.79 - 0.26 \times \text{Log}(\text{DR})$, $r^2=0.55$, $p=0.005$.

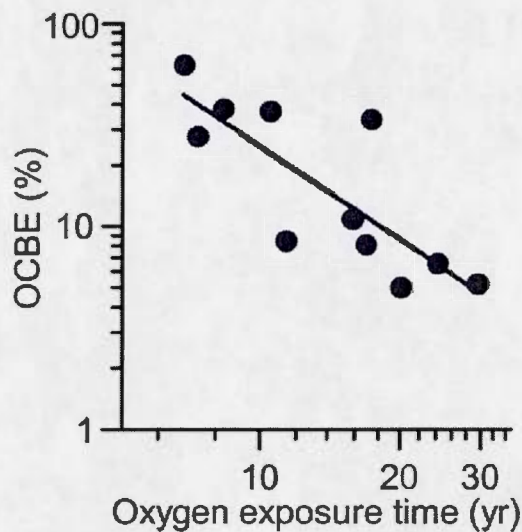


Figure 2.6 Relationship between organic carbon burial efficiency (OCBE) and the estimated oxygen exposure time in years ($\text{Log}(\text{OCBE}) = 0.67 - 1.01 \times \text{Log}(\text{O}_2 \text{ exposure time})$, $r^2=0.55$, $p=0.005$).

2.7 CONCLUSIONS

Our comparison of carbon accumulation rates at three temporal scales confirmed that little degradation occurs beyond the initial decades following sedimentation. Carbon accumulation rates measured over the past century are nearly identical to those integrated over the Holocene, provided that the intralake spatial heterogeneity in accumulation is taken into consideration. Our study also revealed the extent to which lake shape exerts a strong influence on the ultimate fate of carbon in lakes: lake shape poses physical constraints on the capacity of benthic metabolic activity to process and mineralize the sinking flux of particulate organic carbon. It therefore acts as a prime determinant of whether carbon will return to the atmosphere as gas or be permanently buried within the sediments.

CHAPITRE III

REGIONAL CARBON SEDIMENTATION AND STORAGE IN BOREAL AND TEMPERATE LAKES

Marie-Eve Ferland¹, Paul A. del Giorgio¹, Sebastian Sobek², Lars Tranvik², David
Bastiviken³ and Yves T. Prairie^{1,4}

In preparation for the journal Global Biogeochemical Cycles

¹ *Groupe de Recherche Interuniversitaire en Limnologie (GRIL), Département des Sciences
Biologiques, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada*

² *Uppsala University, Department of limnology, Sweden*

³ *Linköping University, Environment sciences department, Sweden*

N.B : References cited in this chapter are presented at the end of the thesis.

3.1 RÉSUMÉ

Ce chapitre présente une étude inter-régionale qui identifie et veut comprendre les meilleurs prédicteurs locaux et climatiques qui expliquent le stockage de carbone (C) dans les sédiments lacustres à travers différents paysages du Québec et de la Suède. Cinquante-huit lacs regroupés dans quatre régions ont été carottés et cartographiés avec un échosondeur de sub-surface à trois émetteurs pour créer une représentation entière du bassin lacustre en 3D. Le taux d'accumulation de C à long terme (Holocène) varie entre 0.4 et 8 gC m⁻² an⁻¹, et révèle que les lacs boréaux tendent à stocker plus de C que les lacs tempérés. Un modèle empirique a été développé : il combine un indicateur de la forme du lac avec des variables climatiques et explique 61% de la variation du taux d'accumulation de C à long terme. Le facteur le plus important, la forme du lac (exprimée par le ratio dynamique), montre que les grands lacs peu profonds tendent à accumuler moins de C que les petits lacs étroits. Ce patron a été observé dans toutes les régions. Cependant, les variables climatiques (ruissellement moyen annuel et température de l'air) modulent fortement le taux d'accumulation à long terme. Les régions avec un ruissellement élevé sont associées aux petits taux d'accumulation à long terme, ce qui pourrait être dû au fait que la décharge hydrologique rapide tend à réduire le taux de sédimentation. Simultanément, les petits taux d'accumulation de C à long terme se trouvent dans les régions les plus chaudes, où la minéralisation de la matière organique peut se produire plus rapidement. Dans les deux régions boréales, nous avons comparé les taux d'accumulation récents (centenaires) à l'accumulation à long terme et nous avons trouvé que dans la région imperturbée d'Eastmain les deux estimés sont pratiquement identiques, ce qui suggère peu de changement dans les patrons d'accumulation dans le temps. À l'opposé, les lacs de la Suède centrale montrent des patrons temporels divergents : les accumulations récentes sont en moyenne significativement plus petites que les taux holocènes dans certains lacs mais plus élevée dans d'autres. Il en découle un découplage apparent des patrons de sédimentations à ces deux échelles temporelles.

Mots clés : enfouissement de carbone à long terme, stockage de carbone, sédimentation, ratio dynamique, stock régional

3.2 ABSTRACT

We present a multi-region study aimed at identifying and assessing the main local and climatic drivers explaining carbon (C) storage in lake sediments across diverse landscapes of Quebec and Central Sweden. Fifty-eight lakes from four regions were cored and mapped with a triple-beam echosounding system to derive an accurate basin-wide 3D representation of sediment distribution. Long term (Holocene) C accumulation rate varied between 0.4 and 8.0 gC m⁻² yr⁻¹, and revealed that boreal lakes tend to store more C than temperate lakes. We developed an empirical model that combined metrics of lake shape with climatic variables and it explained 61% of the variation in long-term C accumulation rate. The most important factor, lake shape (expressed as dynamic ratio), shows that large and flat lakes tend to accumulate less carbon than small and deep lake basins and this pattern was observed in all regions. However, climatic variables (mean annual runoff and air temperature) also strongly modulated the permanent carbon burial rates. Higher runoff areas were associated with reduced long-term carbon accumulation, arguably because faster hydrologic flushing rate tends to reduce sedimentation rate. Similarly, we found lower accumulation rates in warmer climates where sediment organic matter mineralization can proceed at faster rates. In two of the regions, we also compared recent (centennial scale) with long-term accumulation rates and found that, in the largely unperturbed Eastmain region, the two estimates are nearly identical, suggesting that burial patterns have changed very little through time. In contrast, lakes from central Sweden exhibited diverging temporal patterns, where recent accumulation was significantly lower than the average Holocene rate in some lakes but higher in others, resulting in an apparent uncoupling of sedimentation patterns at the two time scales.

Key words: Long-term carbon burial, sedimentation, C storage, dynamic ratio, regional stock

ACKNOWLEDGMENTS

We wish to thank colleagues who contributed to this project in the field: Martine Camiré, Delphine Marchand, Simon Barette, François Guillemette and Véronique Ducharme-Riel, Marie-Eve André, Gaëlle Derrien, Maria José Maezo, Cristian Gudas, Sébastien Lepage and Éric (Uppsala). Laboratory assistants are also particularly acknowledged for long hours of sediment processing and carbon analysis: Gaëlle Derrien, Justine Lacombe-Bergeron and Rabia Oukaci. Laboratory facilities were provided by GEOTOP research group at the Université du Québec à Montréal by Jean-François Hélie, Michelle Garneau, Limnology department of Uppsala University and Pierre J. H. Richard (University of Montréal). Financial and logistic support of this work was provided by Hydro-Québec through the Eastmain 1 project, by STINT exchange program, by Sebastian Sobek research fund, by NSERC grants to Paul del Giorgio and Yves T. Prairie, and by a FQRNT doctoral scholarship to Marie-Eve Ferland.



3.3 INTRODUCTION

Freshwater ecosystems are now recognized as significant contributors to regional carbon budgets. Lakes in particular play a dual role in the landscape carbon budget, in that they simultaneously act as a source of carbon to the atmosphere and a sedimentary carbon sink (Downing *et al.*, 2010). Whereas gas evasion from lakes has been extensively studied in northern landscapes (e.g. Algesten *et al.*, 2004; Hanson *et al.* 2004, Rantakari et Kortelainen, 2005; Roehm, Prairie et del Giorgio, 2009), much less is known on the magnitude and regional patterns and drivers of carbon accumulation in lake sediment (Kortelainen *et al.*, 2004; Anderson, Andrea et Fritz 2009; Ferland *et al.*, 2012).

There have been several attempts to quantify lake C storage at the regional scale (Campbell *et al.*, 2000; Squires *et al.*, 2006; Kortelainen *et al.*, 2004; Anderson, Andrea et Fritz 2009; Dong *et al.*, 2012; Ferland *et al.* 2012) and at the continental scale (Mullholland et Elwood, 1982; Boville *et al.*, 1983; Dean et Gorham, 1998; Kastowski, Kinderer et Vescei, 2011). These studies have demonstrated that lakes contribute disproportionately to regional C storage relative to their areal coverage, particularly in water-rich northern landscapes. For example, lakes comprise between 5 to 15% of the territory in the boreal region of northern Quebec yet account for 25% to over 40% of the total landscape C accumulation (Ferland *et al.*, 2012). Likewise, lakes in Finland accumulate significant more C per unit surface area than forest soils (Kortelainen *et al.* 2004). At an even broader scale, lakes across Europe have been estimated to stock in the order of 1.25 Mt C yr⁻¹, mostly in small (< 5km²) located in boreal and subarctic regions (Kastowski, Kinderer et Vescei, 2011).

It is clear that lakes cannot be ignored in estimates of natural C sinks and sources in these northern landscapes. The challenge is to accurately estimate C storage across the hundreds of thousands of lakes that populate these northern regions. While some studies have developed upscaling predictive tools of lake carbon storage or accumulation rate (Campbell *et al.*, 2000; Kortelainen *et al.*, 2004; Kastowski, Kinderer et Vescei, 2011; Ferland *et al.*, 2012) those have been region-specific and few studies have explicitly assessed how the main drivers of sediment C accumulation may vary across regions or what explains regional differences.

In addition to regional specificities in the regulation of lake C accumulation, there are methodological issues that complicate the comparisons between studies and the extrapolation of results at larger spatial scales. Sediment carbon accumulation rates in lake have traditionally been based on single or few core measurements of C, often combined with mathematical models of assumed lake basin shapes (Lehman, 1975; Campbell *et al.*, 2000). In a companion paper (Prairie, del Giorgio *et al.*, in prep), we demonstrate that these approaches systematically overestimate the sediment volume by up to several-fold, and therefore total C storage in these lakes. To date, only two studies have attempted to overcome some of these biases by carrying out detailed mapping of the lake basins, for Finnish lakes (Pajunen, 2000; Kortelainen *et al.*, 2004) and for boreal lakes in Québec (Ferland *et al.*, 2012). Cross-regional assessments need to be comparable and minimize these biases (Ferland *et al.*, 2012).

Here we present a large-scale, cross-regional study of carbon storage and C accumulation rates along a latitudinal and longitudinal gradient, involving 58 temperate and boreal lakes in Québec (Canada) and in Sweden using a common methodology. For this, we reconstructed the sediment distribution over entire lake basins with an acoustic high-resolution mapping system and combined this with sediment core measurements of sediment C contents and sedimentation rate. The objective was to explore cross-regional differences in lake C accumulation and identify the factors explaining the inter-regional patterns observed. We further compare the recent and long-term C accumulation rates of lakes in Canadian and Swedish boreal lakes, and explore predictors of C accumulation for these different timescales.

3.4 METHODS

3.4.1 Study site and general approach

We investigated carbon storage in 58 lakes across 3 different northern regions in the boreal and temperate landscape in Quebec, and one region in boreal Sweden. Sampling in Québec was carried out between 2007 and 2008, and comprised the following regions: 1) The Eastmain region in the northern boreal landscape of Quebec (13 lakes) which is located in Québec Canadian Shield of James Bay lowlands (51-52° N; 75-76° W), covered by extensive coniferous forest and peatlands; these lakes were the subject of previous studies (Ferland *et al.* 2012, and Ferland *et al.* 2014); 2) The Laurentians region (16 lakes) located on Québec Canadian Shield landscape with mixed forest (45-46° N; 73-74° W); and 3) 16 lakes in the Eastern townships in southern Quebec (45° N; 71-72° W) located in temperate Appalachian landscape with deciduous forest and pasture landscape. The Eastmain and Laurentian regions are located on Precambrian bedrock of the Canadian Shield with surficial quaternary granitic and metamorphic rocks covered by glacial tills deposits from the Wisconsinian glaciation. The Eastern townships region is located on St-Lawrence lowlands and Appalachians chain that combine Champlain sea deposits and glacial deposits from the last glaciation. The Eastmain region is characterized by oligotrophic lakes, podzolic soils and homogeneous topography (average altitude of 250 m a.s.l.), annual average temperature of -2.5° C, and annual precipitation of 700 mm. The temperate Laurentians region (80 km north of Montreal) is mainly characterized by humo-ferric podzols covered by second growth mixed forest (Roy *et al.*, 2009) with mainly gneiss and granite bedrock with annual precipitations of 1000 mm and mean annual temperature around 3.8° C. The temperate Eastern townships region (100 km south of Montreal) is composed primarily of Paleozoic sedimentary and metasedimentary rocks overlying Lower Ordovician ophiolitic bedrock (Blais et Kalff, 1993), covered by deciduous forests and farmland (a.s.l. 300m). The annual precipitation of the region is around 2400 mm and the annual temperature around 4.5° C (NASA, <https://earthdata.nasa.gov/>).

In addition to the Quebec lakes, we sampled 13 lakes in Sweden in 2010, in the Bergslagen (58-60° N, 15-17° E) and Skogarýdd (58° N, 12° E) regions. These watersheds overlay gneiss, granite and quartzite rock glacial till deposits, with mixed and coniferous forest on brown

forest soils, lithosoils and peat soils (Department of Soil and Environment SLU, 2006, <http://www-markinfo.slu.se/eng>). The landscape surrounding our sites was a mix of boreal mixed forest, peatlands and farmlands. Mean annual precipitations are 700 mm and mean annual temperature is around 5°C (*NASA*, <https://earthdata.nasa.gov/>).

3.4.2 Sediment mapping

We used consistent sampling and measurement approaches across all lakes sampled. High-resolution sediment mapping was carried out with a triple beam sub-bottom profiler (BSS+3, *Specialty Devices Inc*), which allowed us to delineate the water-sediment interface (208kHz beam), the organic/inorganic interface (50kHz beam), and the bedrock interface (24 kHz beam); we obtained around 40000 data point per square kilometer. We then performed a natural neighbour spatial interpolation between sampling points to a 5X5 m grid resolution with ArcGIS 9.3 (*ESRI*) to construct the 3D thickness of sediment across the lake and calculate the total sediment volume of each lake. From the mapping, we also obtained mean water depth, maximum water depth, mean and maximum sediment thickness and the slope of the lake basin. Further details of the approach are provided in Ferland *et al.* (2012).

3.4.3 Lake and catchment properties

Digitalized topographic maps (National Topographic Database, scale 1:50000, www.geogratis.gc.ca/ and Swedish Meteorological and Hydrological Institute (Sweden), scale 1:50000) were used in ArcGIS 9.3 (*ESRI*) to obtain spatial properties, including lake area, catchment area, percentage of wetlands in each lake catchment, percentage of vegetation in each lake catchment, percentage of pasture and average slope of the catchment. From worldwide maps (*NASA*, <https://earthdata.nasa.gov/>), we also extracted regional long term values of total precipitation, mean annual temperature, C content in soils and average runoff. The lake dynamic ratio (DR) was calculated as the square root of the lake area (km²) divided by the mean depth of the lake (m).

3.4.4 Sediment coring

Sediment cores were obtained from the deepest point of each lake, which was determined from the detailed mapping. We used a gravity corer (Glew et Last, 2001) to core the first 30 to 50 cm of lake sediment and derived from these a rate of recent accumulation of sediment. In previous studies (Ferland *et al.*, 2014), we had ascertained that the carbon content of the gravity cores can be extrapolated to the entire depth of the sediment. We combined C contents with the total sediment volume, to derive the total (Holocene) C accumulation, and further divided this by the regional age of the post-glacial onset of organic carbon accumulation (see dating section), to derived a long-term C accumulation rate. This calculation shows that the sediment volume is much important in determining the long-term C accumulation than imprecision linked to temporal changes in C content.

3.4.5 Sediment carbon content

The organic C content of lake sediment was calculated based on loss on ignition (LOI), and mean C content of organic matter (OM) (modified from Dean (1974)). Dry bulk density was measured on 1-cm³ subsamples taken at each centimeter for the top 5 cm, and at every 4 cm thereafter to the bottom of the core. Samples were dried in an oven for 16 h at 105°C, and were then combusted at 550°C for 3h to determine LOI. Density of OM was calculated as the product of the bulk density and LOI. The resulting OM density was converted to C per unit volume assuming a constant average C content of 50% (modified from Dean, 1974). To validate LOI numbers, we took 7 sub-samples from the cores taken in the Eastmain region lakes, and from various depths in the cores taken in Swedish lakes, in run these in a CN Elemental analyser (CARLO ERBA NC2500); the comparison between LOI and the C estimates from the CN analysis resulted in a strong linear relationship ($r^2=0.83$ for Eastmain and $r^2=0.89$ for Sweden). We thus used the LOI technique to estimate the C content on all the cores. We used a high-temperature catalytic combustion method to determine the total particulate carbon content of samples. Aliquots of each sample were weighted and wrapped in a tin capsule, which acts as a catalyst for the reaction, and were combusted at high temperature (1000 °C). During the combustion, all forms of carbon are converted into CO₂

gas, which is then measured with an elemental analyzer (CARLO ERBA NC2500). Simultaneously, particulate nitrogen (PN) was also oxidized. After combustion, the resulting gases were transferred to a reducing environment and separated by gas chromatography. A thermal conductivity detector allows precise quantification of the amount of nitrogen (N_2) and CO_2 gases and the %C:%N ratio is calculated.

3.4.6 Radiocarbon and Pb sediment dating

The estimates of long-term C accumulation rates are based on ^{14}C measurements of bulk sediment organic C taken from the base of two cores in Eastmain (average 7418 cal. yrs BP; Ferland *et al.*, 2012), and the average of 5 basal ages from lakes in Sweden (Chmiel et Sobek, unpublished data). For regional ages in the Laurentians and in Eastern Townships regions, we used regional published ages to calculate our sediment accumulation rates. The ages we used were as follows: 7815 cal. yrs BP for Eastmain, 7948 cal. yrs BP for Sweden (Chmiel et Sobek, unpublished), 12452 cal. yrs BP (Richard et Ochiatti; 2005) for the Laurentians, and 12884 cal. yrs BP for Eastern Townships (Fortin 2002, Richard, unpublished data).

For two of the regions (Sweden and Eastmain), we also estimated the short-term (century scale) sedimentation rates using ^{210}Pb profiles in the top 30-40 cm of sediments. Unsupported ^{210}Pb activity was measured in 7 to 10 depths per sediment profile (half life $t_{1/2} = 22.6$ year) on bulk sediment samples. The Eastmain samples were dried and ground in a mortar, and the activity of ^{210}Pb -daughter isotope, ^{210}Po ($t_{1/2} = 138.4$ days, $\alpha = 5.30$ MeV) was measured. Replicate measurements were carried out on approximately 10% of the samples, and all replicate data were within counting errors. Chemical extraction and counting efficiencies were determined using a ^{209}Po spike. Chemical procedures for ^{210}Po extraction followed Baskaran et Naidu (1995) (i.e., with a classical HCl-HNO₃-HF treatment), and samples were deposited on a silver disk (Flynn 1968). The ^{209}Po and ^{210}Po activities were measured in a silicon surface barrier a spectrometer (EGG and ORTEC type 576A). Uncertainties were estimated as 1 standard deviation for counting statistics (-2%--4% of the value obtained) (Not *et al.*, 2008). For the 13 lakes of Sweden, sedimentation rates were determined from depth

profiles of ^{210}Pb analyzed by gamma spectrometry using germanium detector (Canberra). For both regions, the Constant Rate of Supply (CRS) model was used to determine a recent chronology for each core. The CRS model assumes that the transport parameters are independent of sedimentation rate and that there is a constant supply of unsupported ^{210}Pb to the lake sediment (Appelby et al. 1978; Blais *et al.* 1995; Appelby, 2001). The ages were then corrected for mass compaction along the porosity gradient in the profile by using the following equation (Berner *et al.* 1971, Soggin *et al.* 1999).

$$\phi = \frac{w\rho_p}{\rho_s + (1-w)\rho_w} \quad (2)$$

where ϕ is the porosity, w is the weight fraction of the water, ρ_s is the density of sediment solid and ρ_w is the density of the pore water. We did not consider the last 25 years of accumulation at the top of the core.

3.4.7 Carbon accumulation rate

The long term C accumulation rates had been previously calculated and published for the 13 lakes in the Eastmain region (Ferland *et al.*, 2012). For the three other regions, the average total C content (g C m^{-3}) of the surface core was multiplied by the sediment volume and then then divided by the regional ice retreat age (described above).

For the 2 of the regions (Sweden and Eastmain) in which we established a recent sediment chronology, we calculated the recent C accumulation rates as the product of the sediment accumulation rates, (derived from the CRS model based on ^{210}Pb profile for each sediment layer) and the total organic C content (g m^{-3}) of that layer. We subsequently corrected these accumulation estimates obtained for the centre of the lake to take into account for the differential sedimentation rate between the centre of the lake and the littoral zone (i.e. sediment focussing), using a morphometric correction developed in Prairie *et al.* (in prep). Briefly, the correction describes the relationship between the mean (integrated over the entire lake area) and maximum (at the central point) sedimentation rates and is given by $\text{SR}_{\text{mean}} = \text{SR}_{\text{max}}^q$, where q is an index describing the general shape of the lake as defined by the general bathymetric model of Imboden (1973)

$$A_z = A_0(1 - Z : Z_{\max})^q \quad (3)$$

where A_z is the planar area at depth Z , A_0 is the lake's surface area, Z_{\max} is maximum depth (see Ferland *et al.*, 2014). Thus, the morphometric correction consisted in multiplying the carbon accumulation rate measured at the central point by the factor $1/(1+q)$, where q is derived from the current bathymetry of each lake according to Eq. 3. This correction factor is akin to the focussing factor recently used by Hobbs *et al.* (2013), although determined completely differently. Our correction method assumes that the extent and pattern of sediments focussing that has occurred over the Holocene also reflects the current patterns of sediment accumulation. More details can be found in Prairie, del Giorgio et Ferland, in prep.

3.4.8 Chemical analyses

Epilimnetic water samples taken at 1m depth were used for nutrient and C analyses. Total phosphorus was determined spectrophotometrically following potassium persulfate digestion. For dissolved organic carbon (DOC) concentration, water samples were filtered through 0.2 μm -filters and were measured in an OI-1010 Total Carbon Analyzer using wet persulphate oxidation. Absorption spectra were measured from 190 to 900 nm with a UV-Visible Ultrospec 2100 spectrometer (Biochrom) using a 2-cm quartz cuvette. The absorption coefficient (A_{440}) was calculated by dividing the optical absorbance at 440 nm by the path length in meters and multiplying by 2.303 (Cuthbert and del Giorgio, 1992).

3.4.9 Data analysis

Statistical analysis were carried out in JMP 7 (*SAS institute*). Data were log transformed when necessary, to satisfy assumptions of homoscedasticity and/or normality.

3.5 RESULTS

3.5.1 Total sediment C stocks and long-term accumulation rates

Despite the very large spatial coverage encompassed by the 4 regions, long-term (Holocene) C sediment accumulation rates were surprisingly similar and only varied from 0.5 to over 7 g C m⁻² yr⁻¹, and averaged 1.1 g C m⁻² yr⁻¹ in Eastern Townships, 2.3 g C m⁻² yr⁻¹ in the Laurentians, 3.3 g C m⁻² yr⁻¹ in Central Sweden, and 3.8 g C m⁻² yr⁻¹ in the Eastmain region (figure 3.1a; table 3.1). Within Quebec there was a clear latitudinal pattern in C accumulation rates, with the temperate Eastern Townships region on average having rates that are three-fold lower than in the northern boreal regions. The data further suggest the long-term C accumulation rates in central Sweden are in the same range as those in boreal Eastmain region of northern Québec, and higher than in the temperate regions. Because of the differences in age since glaciation, the actual areal C stocks were relatively similar across regions, with most values ranging narrowly between 20 and 30 kg C m⁻² (figure 3.1b).

Table 3.1. Lakes average properties by regions

Lake region	Average C accumulation rate (gC m ⁻² yr ⁻¹)	TP (µg/L)	DOC (mg/L)	Average lake area (km ²)	Wetland area (% catchment area)	Average annual temperature (°C)	Total annual precipitations (mm)
Eastern townships	1.1	21.6 ±26.6	7.0 ±3.3	4.38 ±6.3	1.2 ±0.1	4.62 ±0.3	2400 ±84
Laurentians	2.3	7.3 ±3.4	5.1 ±1.1	0.87 ±0.35	0.6 ±1	3.9 ±0.4	1058 ±27
Eastmain	3.8	7.0 ±2.4	6.9 ±1.4	3.03 ±6.65	1.1 ±2.1	-2.4 ±0.09	789 ±7
Sweden	3.4	10.1 ±3.1	13.7 ±7.2	3.11 ±8.8	10.7 ±8.5	5.0 ±0.8	692 ±59
Mean	2.7	11.5	81.2	2.8	3.4	2.8	1236

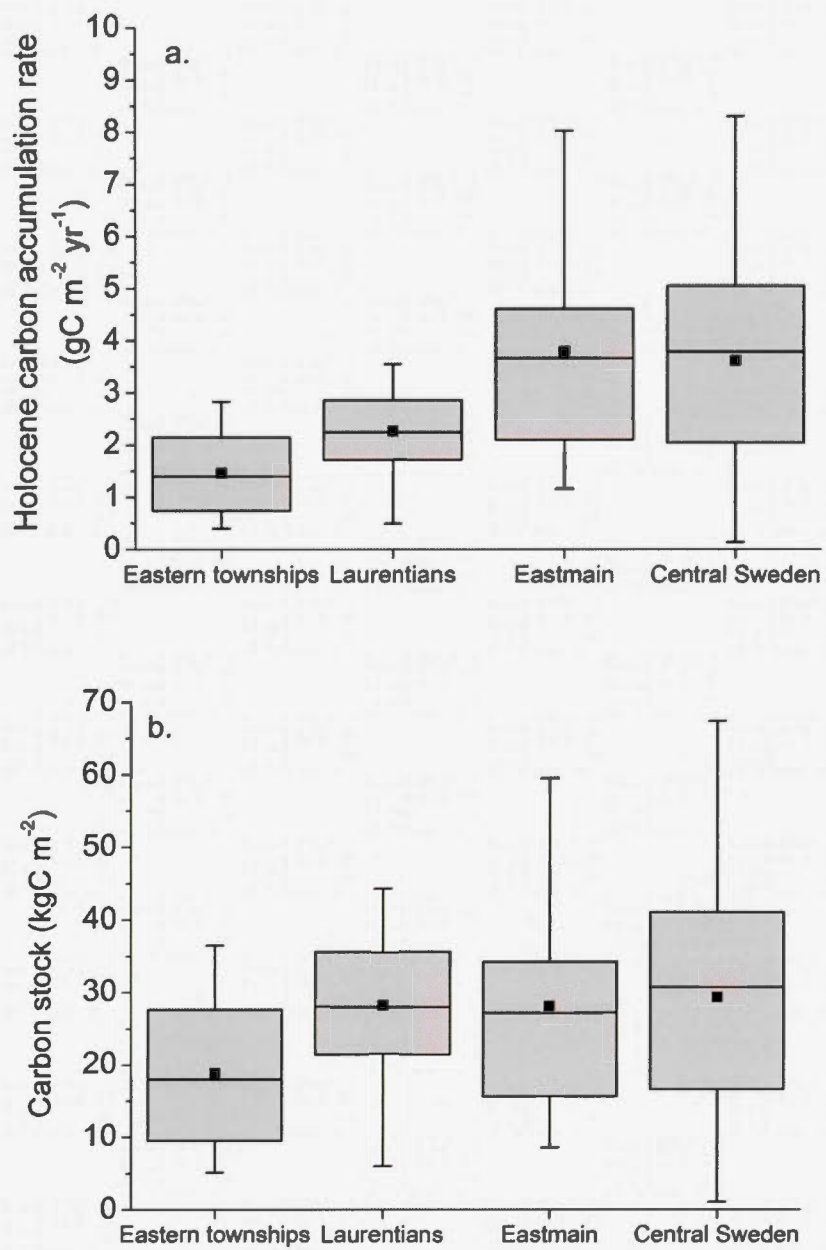


Figure 3.1. Box-and-whisker plots of a) long-term sediment C accumulation rates, and b) total sediment areal C stocks for the lakes in the 4 study regions.

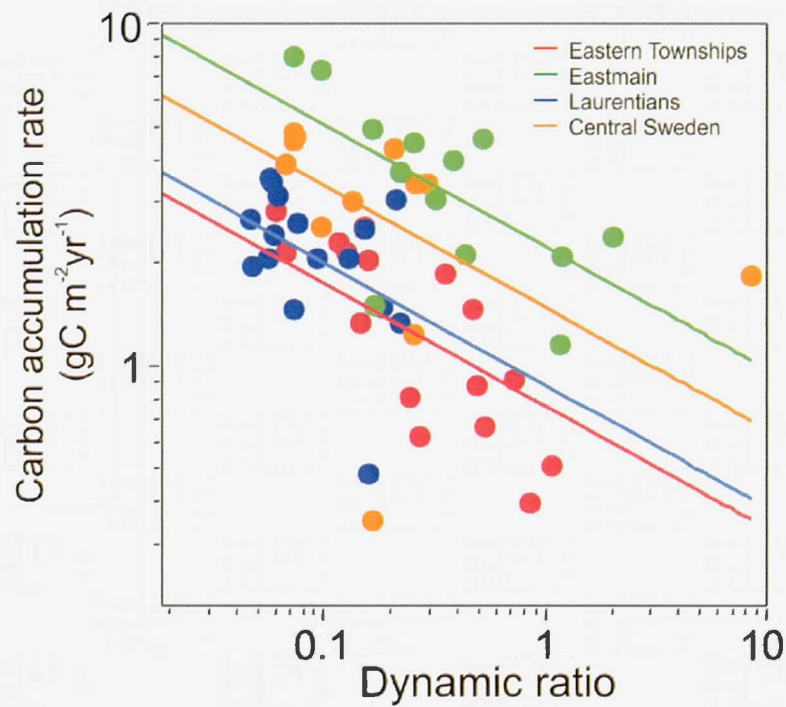


Figure 3.2 Regional relationships of long-term C accumulation rate as a function of lake dynamic ratio (DR). Legend: red is Eastern townships lakes, green is Eastmain lakes, blue is Laurentians lakes and Orange is Sweden lakes. The regional regression lines are described by the following regression models: Eastern Townships: $\log\text{CAR} = 0.199 - 0.357 \cdot \log\text{DR} - 0.46$; Laurentians: $\log\text{CAR} = 0.199 - 0.357 \cdot \log\text{DR} - 0.326$; Central Sweden: $\log\text{CAR} = 0.199 - 0.404 \cdot \log\text{DR} + 0.194$; Eastmain: $\log\text{CAR} = 0.199 - 0.357 \cdot \log\text{DR} + 0.601$

3.5.2 Short-term C accumulation rates: the importance of correcting for sediment focussing

As was found for the modelling of sedimentation (Prairie, del Giorgio et Ferland, in prep), the amount of carbon accumulating at the center of lakes generally greatly exceeds the actual accrual of carbon integrated over the entire lake surface area. The raw short-term C accumulation rates averaged of $8.2 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ for Sweden lakes and $21.2 \text{ gC m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ for Eastmain lakes (figure 3.4), and were statistically different between the two regions. These data represent short-term C accumulation in the deepest point of the lake but are very biased estimates for the accumulation integrated over the entire lake due to in-lake heterogeneity in sediment deposition (Hobbs *et al.*, 2013; Prairie, del Giorgio et Ferland, in prep) and this underscores the importance of correcting these point accumulation rates when comparing C accumulation rates among regions because the magnitude of the correction depends on the lake's bathymetric shape which itself may carry a regional component. After correction, the average C accumulation decreased to $2.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ for Sweden and $5.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ in Eastmain. The spatial correction thus reduces the estimated short-term C accumulation rates by up to four-fold (figure 3.3).

These spatially integrated short-term rates of C accumulation are of the same order of magnitude as the long-term C accumulation rates (figure 3.4). In the case of the Eastmain lakes, there was a strong positive relationship between the two (except for two complete outliers), nearly identical to the line of equality. In the Swedish lakes, on the other hand, the short-term and long-term C accumulation rates were essentially uncoupled, and in addition, in 7 out of the 12 lakes sampled the long-term CAR exceeded the short-term rates by several-fold (figure 3.4).

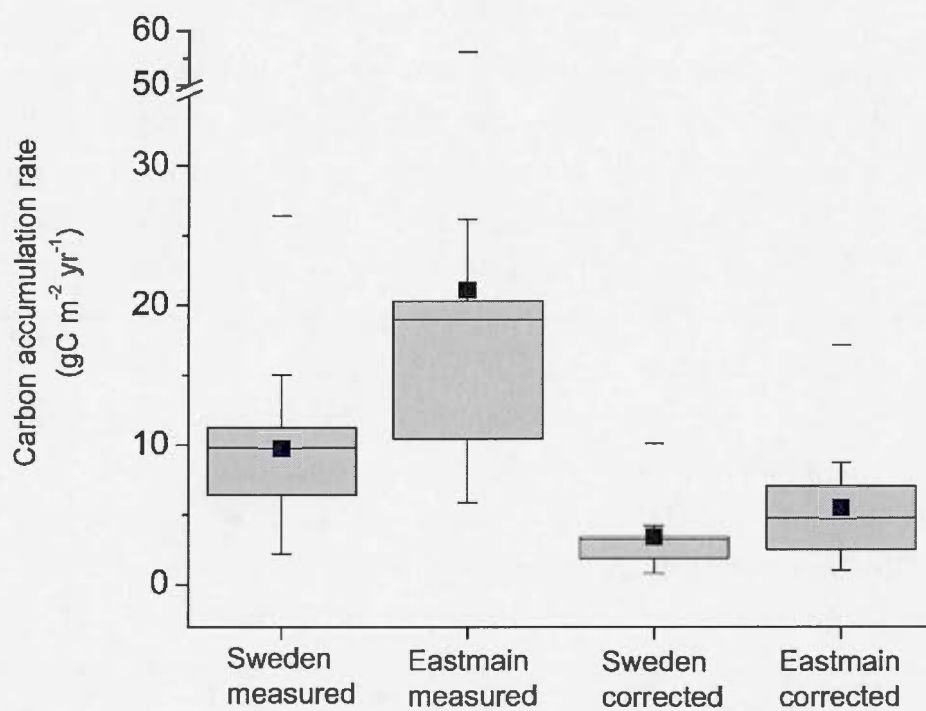


Figure 3.3. Comparison of long-term C accumulation rates based on single cores at the center of lakes, and C accumulation rates corrected for lake morphometry, for two boreal regions.

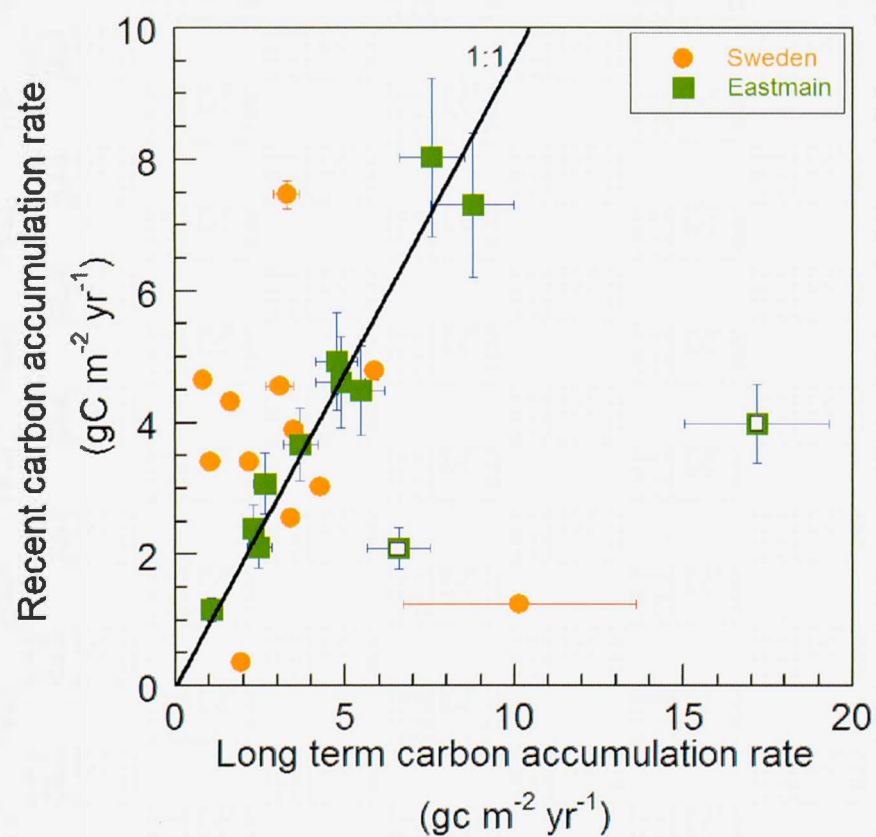


Figure 3.4 Relationship between long-term (Holocene) and short-term (< 100 years) C accumulation rates for the lakes in the Eastmain boreal region (green squares with two outliers identified by empty boxes), and lakes in boreal Sweden (orange circles). The line represents the 1:1 line, the Swedish data had no discernible pattern.

3.5.3 Drivers of C accumulation rates

Neither the short-term, nor long-term CAR were significantly correlated to DOC or to water color. There was a significant but weak positive relationship between specific absorbance (a₄₄₀: DOC ratio), and the long-term CAR ($r^2=0.20$, $p=0.001$), which suggests that C accumulation may be somewhat higher in lakes dominated by highly coloured DOC, presumably of terrestrial origin.

There was no single variable that allowed to predict short-term CAR across regions. Short-term CAR were negatively correlated to lake area ($r^2=0.36$ $p=0.02$), and positively related to total phosphorus ($r^2=0.30$; $p=0.03$) in the Eastmain region, whereas in Sweden annual precipitation was the single most important predictive variable ($r^2=0.41$, $p<0.05$). Admittedly, the importance of nutrients maybe underestimated given that current nutrient conditions may not fully reflect that of the Holocene.

The single most significant factor related to long-term CAR across regions was the lake dynamic ratio (Figure 3.2, $r^2=0.15$, $p<0.05$), such that small and deep lakes tend to accumulate more C per unit area than large and shallow lakes. None of the other morphometric variables that we tested, such as drainage ratio, catchment area, proportion of wetlands on the catchment, proportion of vegetation on the catchment, slope and water residence time, were significantly correlated to the CAR. It is interesting to note that whereas the individual regional slopes were not statistically different from each other (ANCOVA, heterogeneity of slopes, $p>0.05$), the intercepts were significantly different between regions (F-test, $p<0.001$). This pattern suggests that whereas lake shape modulates long-term C accumulation similarly in all regions, there are regional factors that influence the actual amount of C that accumulates in sediments on the long term.

The best predictive model of long-term C accumulation rate combined the effects of lake shape (as dynamic ratio, DR) and of regional climate variables (the annual runoff (mm) and

the average annual temperature (°C)) as independent variables in the following multiple regression model:

$$\log_{10} \text{ long-term CAR} = 3.14 - 0.39 \log_{10} \text{DR} - 1.07 \log_{10} \text{Runoff} - 0.08 \text{Temp} \quad (4)$$

All terms were highly significant ($p < 0.0001$) and this model as a whole explained 61% of the variability in long-term CAR across all regions, with no region showing a particular bias (figure 3.4). All three variables had a negative influence on long-term CAR.

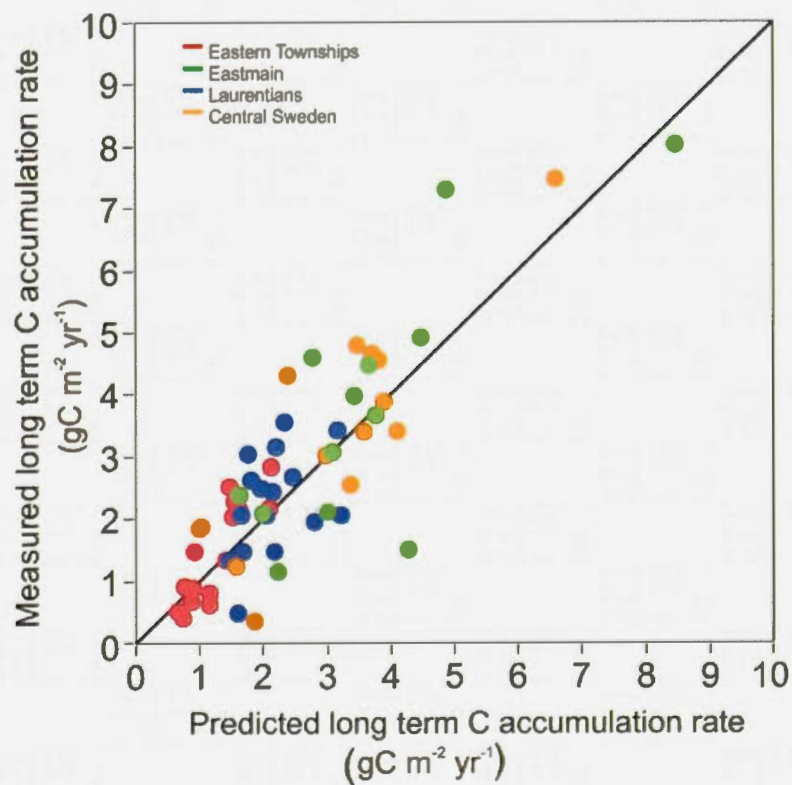


Figure 3.5 The relationship between measured and predicted long-term C accumulation from the multiple regression model that contains lake dynamic ratio, average air temperature and average local runoff as independent variables. The line represents the best linear regression fit, and colors represent different regions.
Equation: $7.24 - 0.39 \text{ Log Dynamic ratio} - 1.07 \text{ log Runoff} - 0.18 \text{ Annual temperature}$, $r^2 = 0.61$, $n = 58$

3.6 DISCUSSION

3.6.1 Regional patterns in sediment C accumulation

Our results show that the regional long-term C accumulation varies within a surprisingly narrow range (1 to 4 g C m⁻² yr⁻¹), which agree with other recent estimates (Einola *et al.*, 2011; Kortelainen *et al.*, 2004; Kastowski, Kinderer et Vescei, 2011; Ferland *et al.*, 2012). Our approach involved an accurate and precise method of estimation of sediment volume, which yielded estimates of C accumulation rates that are in general much lower than those derived from single cores for lakes of similar size. For example, the C accumulation rates that we report here are at the lower end, sometimes by almost one order of magnitude, of those reported for lakes of comparable size by Boville *et al.* (1983); Dillon et Molot (1997) and Squires *et al.* (2006). Such differences may reflect the largely unperturbed nature of lakes in the boreal landscape but also points to the critical importance of integrating carbon accumulation over the entire lake's surface, an inherent advantage afforded by the 3 beam sonar technology we employed to estimate the total volume of sediments contained in the lake, thereby providing implicitly a spatially integrated measure of sediment accumulation.

In spite of the relatively small range of variation in C accumulation rates, there were nevertheless systematic differences between regions. Lakes in the two boreal regions tended to have higher long-term C accumulation than the temperate lakes. This is somewhat contrary to previous results, where sub-arctic lakes tended to bury less C than those in warmer regions (Einsele, Yan et Hinderer, 2001). This was particularly apparent for the Eastern Township region where C accumulation rates were lowest despite a history of larger anthropogenic landscape perturbation. It has been hypothesized that C sedimentation in northern lakes may be driven to a large extent by the flocculation of DOC (von Wachenfeldt et Tranvik, 2008), and therefore these regional differences in sediment C accumulation may be driven by regional patterns in DOC loading to these lakes. Boreal lakes tend to have high external DOC supply from their catchment (Sobek *et al.*, 2003; Algesten *et al.*, 2004), and in our study, the average DOC was higher in boreal than in temperate lakes (table 3.1). However, we found no relationship between either short- or long-term CAR and ambient DOC concentrations. We did find a positive but weak relationship with specific DOC absorbance, possibly reflecting

the regional “browning” that is occurring these northern regions (Evans *et al.*, 2006; Vuorenmaa *et al.* 2006; von Einem et Granéli 2010), but this hypothesis remains to be tested.

3.6.2 Coupling of C accumulation at different time scales

It could be expected that the short-term C accumulation rate should generally be somewhat higher than long-term rates, because of potential long-term C loss beyond the initial C decomposition. This was the case for lakes in the Eastmain region, where we found an extremely tight relationship ($r^2=0.94$) between short- and long-term C accumulation rates (figure 3.4). This relationship would suggest that despite major climatic and environmental shifts that have occurred since deglaciation, the regional lake C accumulation has remained relatively homogeneous in time. This strong relationship also underscores again the importance of spatially integrating accumulation rate estimates over the whole lake surface instead of simply relying on cores taken at the central point of the lakes. Indeed, had we not applied the correction based on the bathymetric shape of the lakes, we would not have been able to discover this relationship at all (r^2 of uncorrected short-term CAR vs long-term CAR = 0.01) and the resulting short term CAR about 4-fold too high (on average). The fact that the spatially integrated values nearly perfectly matched the long term CAR also suggests little or no further decomposition and loss of sediment organic C, beyond the early post-depositional years.

The pattern for Swedish lakes was strikingly different, however, and we observed a strong decoupling between short- and long-term C accumulation rates. Surprisingly, 7 out of 12 Swedish lakes had lower short- than long-term C accumulation rates, suggesting either a contemporary decline in organic C sedimentation, or an increase in sediment organic C loss. Rosen (2005) found that total organic concentration have decreased in boreal Swedish lakes over the past 3000 years is consistent with this view, particularly given that a significant part of sediment organic is the result of in-lake flocculation of lake DOC (von Wachenfeldt et Tranvik, 2008). They are also indications that C accumulations rates are more variable through time in the regions studied (see Annex 6). For example, the temporal variability over

the past century (expressed as a simple coefficient of variation) averaged $44 \pm 12\%$ in Sweden but only $7.5 \pm 4\%$ in Quebec's Eastmain region. This is not surprising given that boreal lakes in Sweden and in Northern Québec differ markedly in their degree of anthropogenic influence. The Eastmain region is remote and essentially inaccessible, and largely pristine, covered by forest and peatlands. Central Sweden, on the other hand, has been populated for millennia, with centuries of extensive landscape perturbations. The lakes in both boreal regions converge to a similar average long-term C accumulation rates, which would suggest similar long-term histories and drivers, but clearly diverge in their more recent sedimentary history. Although agriculture, deforestation and other landscape perturbations might lead to higher C export from watersheds and thus to higher lake sediment accumulation rates (Einsele, Yan et Hinderer, 2001; Heathcote, Filstrup et Downing, 2013). In this regard, Kastowski, Hinderer et Vescei (2011) have observed higher recent C accumulation rates (albeit not corrected for sediment focusing) in temperate European lakes, and hypothesized that this pattern was related to higher sedimentation rate and not so much related to change in burial efficiency. However, this is clearly not the case for lakes in Central Sweden.

The variables influencing long-term carbon accumulation rates (CAR) can be grouped into three categories: morphometric, limnological and climatic factors. Morphometric factors have been shown to play a significant role in the store of C in the sediment of lakes (Squires *et al.*, 2006; Ferland *et al.*, 2012). The two most significant morphometric factors that emerge from our study are lake area and dynamic ratio. Both of them are highly correlated in Eastmain region to the CAR (Ferland *et al.*, 2012). Previous studies have identified other variables linked to sediment C accumulation. For example, C preservation and long-term burial in Greenland lakes was shown to be inversely related to lake depth (Anderson, Andrea and Fritz, 2009), whereas in a cross regional study depth did not appear to be a predictive variable. A large-scale study in European lakes identified catchment area, slope and percentage of cropland as factors driving recent C burial (Kastowski, Hinderer et Vescei 2011). Likewise, a study of lakes in Western Canada reported that the ratio of catchment to lake area, as well as depression depth were correlated to the organic C accumulation (Squires *et al.*, 2006). These apparently conflicting results are in fact consistent with our findings,

where slope and dynamic ratio are both indicators of the topography and can define basin morphometry.

Not surprisingly, short and long-term C accumulation rates are predicted by different combinations of environmental variables. On the long term, a combination of catchment drivers (drainage ratio, vegetation and wetland, dynamic ratio) added to climatic drivers (temperature and precipitations) explains most of the variability in CAR. At the opposite, recent CAR remains difficult to predict from a general model but appears to be driven by lake area, trophic status (indicated by TP) and precipitations in at least some regions. The uncoupling of the predictors at the two timescales reveals that ongoing C sedimentation is not regulated by the same processes. On short term, if nutrient inputs added to precipitations influence C burial, it can be related to riverine and catchment inputs. At long term scale, if climate and catchment coverage modulates the C burial, the expected climatic changes would reduce the C permanent burial in lakes. This hypothesis is based on our two negative relationships of temperature and precipitations with CAR. This assumption follows the proposed scenario of Gudas *et al.* (2010), they suggests that a warmer climate would end up in less C burial because of higher C mineralization. Assuming that our spatial gradient is an appropriate substitute for time, our conclusions would converge.

However, climatic variables (mean annual runoff and air temperature) also strongly modulated the permanent carbon burial rates. Higher runoff areas were associated with reduced long-term carbon accumulation, arguably because faster hydrologic flushing rate tends to reduce sedimentation rate. Similarly, we found lower accumulation rates in warmer climates where sediment organic matter mineralization can proceed at faster rates.

3.6.3 Carbon burial in boreal lake sediments

There is still a large uncertainty in the current estimates of lake sediment C accumulation in northern temperate and boreal landscapes (Kastowski, Hinderer et Vesvei, 2011). For example, the estimates for total C stock in lake sediments for the global boreal biome range

from 19-27 Pg C by Kortelainen *et al.* (2004), to over 120 Pg C (Molot and Dillon (1996). We propose here a revised global estimate of the stock of C in lake sediments, based on the C stocks measured in Eastmain and Sweden, combined with the estimates of Finnish lakes by Pajunen (2004). Using the estimate of total boreal lake area of 1,533,084 km² between 54-66° N proposed in Bastviken *et al.* (2011), which is conservative because boreal landscape goes further south than this, we obtain a total lake sediment C stock of 40 Pg C for the boreal landscape.

3.7 CONCLUSION

Our study represents one of the first hydroacoustic-based, cross-lake surveys of sediment C accumulation across temperate and boreal regions. There was a relatively large range of variation in both total sediment C stocks and sediment C accumulation rates, both among lakes within regions and across regions. However, we show that a simple model that combines the lake dynamic ratio, and regional runoff and temperature is able to effectively predict C accumulation across temperate and boreal regions in two different continents. This model highlights the interaction between lake morphometry and local climatic factors in shaping long-term lake C burial. There is nevertheless significant unexplained variability in lake, most likely driven by regional specificities that we were not able to capture in our measured variables. We further compared short-term C accumulation rates, based on recent Pb profiles, with long-term accumulation, based on the total sediment C accumulation and ^{14}C dating, and found that whereas these two facets of lake C burial are highly coupled and of the same magnitude across lakes in the pristine boreal region of Québec, they tend to be unrelated and of different magnitude in the boreal lakes in Sweden. This would suggest that in the latter there may have been recent deviations from the long-term trends in C accumulation, perhaps driven by human-driven environmental changes, which uncouple short-term and long-term C accumulation rates. These recent shifts may have implications to regional C budgets, since our results further reaffirm sediment C stocks as major components of regional C budgets in boreal and temperate landscapes.

4. CONCLUSION GÉNÉRALE

L'objectif principal de cette thèse était de quantifier le stock de carbone dans les sédiments lacustres du Québec mais surtout de déterminer les facteurs qui modulent cette accumulation de C au fond des lacs. L'hypothèse sous-jacente était que la quantité de C stockée et surtout le taux d'accumulation de C sont régulés par l'environnement où se situent ces lacs. Différents aspects reliés à cette hypothèse ont été adressés dans les différents chapitres de cette thèse, ce qui comprenait notamment : l'utilisation d'une méthodologie fiable d'évaluation du stock de C menant à une mesure in-situ du volume sédimentaire, la mise en perspective du stock de carbone lacustre comparé aux autres types d'écosystèmes du paysage boréal, la description et la quantification du stockage de C de l'échelle annuelle à millénaire comparée aux flux de CO₂ atmosphérique; et finalement cette thèse établit une des premières analyse inter-régionale de la modulation par l'environnement du stock de C.

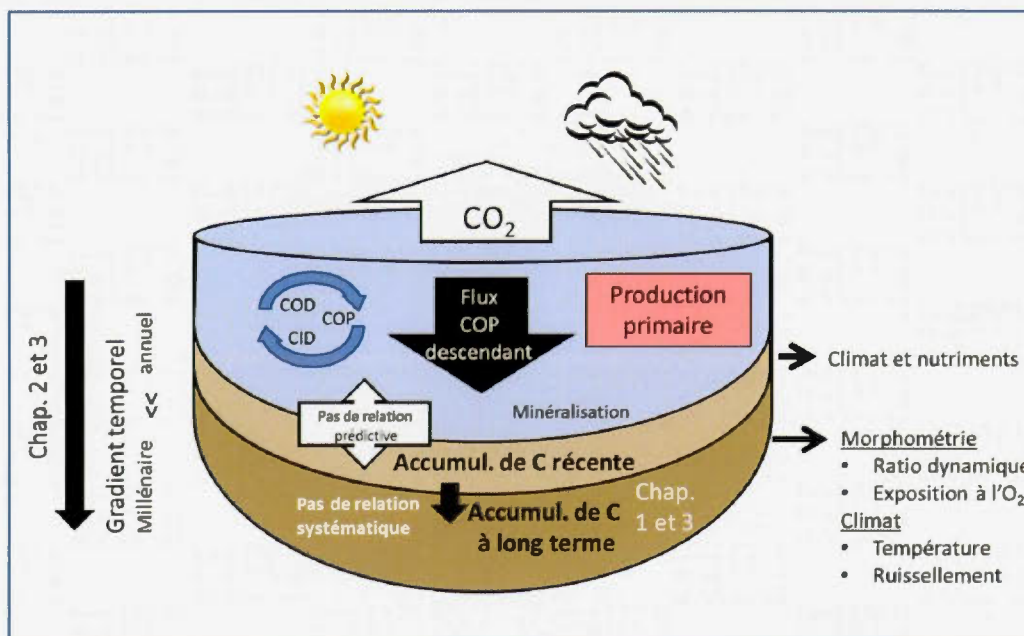


FIGURE 4.1 Schéma général de la thèse regroupant les principaux concepts et résultats de cette thèse.

Collectivement les résultats, présentés de façon synthétique dans la figure 4.1, indiquent que l'accumulation du C à long terme est modulée par la forme de la dépression (conséquence de la topographie) qui héberge le lac et que cette forme régit l'exposition des sédiments à l'oxygène (Chapitre I et III). La forme de la cuvette est également corrélée au ratio entre les émissions atmosphériques et le stockage de C (Chapitre II). L'impact de la cuvette lacustre sur le stock de C n'est pas unique à une région, elle se réitère dans toutes les régions étudiées dans cette thèse : le même taux de changement du ratio dynamique (représentant la morphométrie) fait varier le taux d'accumulation de C dans les sédiments (Chapitre III). De plus, l'analyse du stock de 58 lacs pour cette thèse a permis d'établir que les taux actuels d'accumulation de C présentés dans la littérature sont généralement surestimés lorsque basés uniquement sur un carottage central de lac (Chapitre I et III; Prairie, Ferland et del Giorgio, in prep). Ceci confirme la tendance récente des résultats observés pour les lacs boréaux et subarctiques (Kortelainen *et al.*, 2004; Anderson, Andrea et Fritz, 2009; Einola *et al.* 2011; Kastowski, Hinderer et Vescei, 2011) se situant entre 1.8 et $5 \text{ g C m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ plutôt que les estimés globaux plus élevés proposés précédemment (Mullholland et Elwood, 1982; Boville *et al.*, 1983; Dean et Gorham, 1998; Campbell *et al.*, 2000). De plus, un point saillant des travaux présentés dans cette thèse propose que le taux d'accumulation récent de C n'est guère équivalent aux taux d'accumulations de C à long terme et ce pour deux régions boréales distinctes (Chapitre III), pour les comparer, une correction en fonction de la morphométrie des profils centraux est nécessaire. Ces taux d'accumulations ne sont pas systématiquement corrélés entre eux, ni modulés par les mêmes facteurs environnementaux. Ainsi, la préservation du C dans les sédiments est hautement variable d'un système à l'autre et d'une région à l'autre. Pour répondre à l'objectif de prédire le stock de C d'un lac, la combinaison de la morphométrie, à la température moyenne annuelle et au ruissellement moyen annuel, permet la modélisation du taux d'accumulation de C sédimentaire, et ce à travers les lacs appartenant à 4 régions totalement distinctes. Chaque région prise individuellement ne répond pas aux mêmes facteurs d'influence mais collectivement un patron significatif se dessine.

Plus spécifiquement pour chaque chapitre, cette thèse a proposé une nouvelle approche méthodologique d'estimation du stock de C reposant sur l'échosondage de

sédiments à haute résolution spatiale. Cette approche découle de la simple nécessité de mesurer concrètement le volume sédimentaire spécifique des lacs. Cette démarche a eu pour conséquence de modifier la démarche habituelle qui consistait à estimer le taux d'accumulation sédimentaire (et par la suite d'accumulation de C) à partir d'une carotte centrale exclusivement. On évite ainsi la surestimation du taux d'accumulation sédimentaire provenant de la concentration des sédiments, et de l'accumulation différentielle. L'approche que suggère cette thèse est donc novatrice puisque pour la première fois la masse sédimentaire totale est considérée dans le calcul du taux d'accumulation de C. Cette tactique a été développée pour la région boréale québécoise en premier lieu (Chapitre I), mais a ensuite été appliquée à deux régions tempérées du Québec méridional et également en Suède centrale (Chapitre III). La conséquence de ce changement d'approche se répercute sur le taux moyen d'accumulation de C obtenu et abaisse les estimés proposés jusqu'à maintenant.

Outre la méthode d'estimation, cette thèse innove en tentant de relier les formes particulières de carbone organique de la colonne d'eau, à l'accumulation de C des dernières décennies et les compare au taux d'accumulation Holocène de C de la masse sédimentaire. Jusqu'à maintenant la capacité d'enfouissement (OC BE) avait été examinée seulement entre la colonne d'eau et l'accumulation des dernières décennies (Sobek *et al.*, 2009; Sobek *et al.*, 2011). Cette thèse a examiné trois échelles temporelles d'accumulation qui co-évoluent dans un lac pour une région boréale donnée. Cette approche a permis de quantifier l'importance de chaque processus dans la région d'Eastmain pour une série de lacs. Ainsi, il y aurait 10 fois plus de C particulière dans la colonne d'eau que ce qui se trouve dans les sédiments centenaires et 1.4 fois que ce qui est sédimenté à l'échelle Holocène au point central. Cependant, la comparaison de ces flux et taux d'accumulation a également révélé qu'une correction du taux d'accumulation centenaire de C devait être appliquée au taux d'accumulation central puisque ce taux diffère nécessairement spatialement (Rippey *et al.*, 2008, Hobbs *et al.*, 2013) dans le lac étudié. Puisqu'une fois corrigé le taux d'accumulation central de C est semblable au taux millénaire, nous proposons que très peu de dégradation s'opère dans entre les sédiments centenaires et millénaires. Ceci soutient l'hypothèse que très peu de dégradation se produit dans les sédiments enfouis en profondeur (Sobek *et al.*, 2006).

Cette thèse montre par ailleurs que les flux de CO₂ atmosphériques dominent entièrement le budget de C des lacs d'Eastmain puisque moins de 5% de la quantité émise vers l'atmosphère est stockée dans les sédiments. Ceci réduit, dans un sens, l'impact attendu de la sédimentation de C dans les lacs boréaux, mais confirme que ce sont bien des puits de C, et ce à l'échelle régionale. De plus, ce puits de C lacustre vient au troisième rang dans le paysage en stockant tout juste moins que les forêts et tourbières environnantes (3.8 kg C m⁻²). Les lacs ne peuvent donc plus être négligés dans le calcul de budget de C régional.

Dans le dernier chapitre, nous sommes les premiers (à notre connaissance) à explorer la prédiction de l'accumulation de C en comparant des régions entre elles. Certes, des analyses à grande échelle ont été proposées (Mullholland et Elwwod, 1982; Einsele, Yan et Hinderer, 2001; Kortelainen *et al.*, 2004; Gudas *et al.*, 2010; Kastowski, Hinderer et Vescei, 2011) mais l'approche utilisée était plutôt globale que ciblée vers l'examen des différences. Il ressort trois éléments distincts de cette analyse interrégionale : 1- la forme de la cuvette lacustre est déterminante dans le potentiel d'accumulation des sédiments d'un lac : les petits lacs profonds stockent plus de C que les grands lacs peu profonds; 2- chaque région possède son propre apport régional de C initial, mais le taux de changement d'accumulation est le même pour les différentes régions étudiées; 3- le taux d'accumulation sédimentaire récent et à long terme ne sont pas équivalents, ils sont reliés entre eux pour Eastmain mais aucunement en Suède et 4- les modèles prédictifs régionaux diffèrent d'une région à l'autre. La variabilité régionale est ainsi mise en relief et montre toute la complexité de la modélisation de l'accumulation de C dans les sédiments de lacs à l'échelle régionale.

Un des résultats les plus inattendu de cette thèse a été que la morphométrie de la cuvette du lac est déterminante dans le stockage de C (Chapitre I à III). Nous nous serions attendus à ce que la concentration en carbone organique dissous, la teneur moyenne en C, le pH ou le phosphore moyen limite l'accumulation de C sédimentaire mais c'est pourtant une variable morphologique s'est révélée centrale dans cette thèse. De plus, le manque de correspondance entre le taux d'accumulation récent non corrigé et à long terme a mis en évidence une dichotomie entre les deux échelles d'accumulation. Cette différence a permis de proposer une

correction du taux d'accumulation récent de C au point central qui s'avère plus représentative du bassin lacustre entier pour les lacs d'Eastmain. Cette correction n'a toutefois pas le même impact dans les lacs sondés en Suède qui eux semblent manifester une dynamique d'accumulation récente et holocène totalement distinctes. Le caractère régional des modes d'accumulation de C se manifeste dans ces différences. Finalement, les taux relativement bas d'accumulation de C, en comparaison à ce qui a été publié précédemment, a également été surprenant. Toutes les régions étudiées stockent en moyenne moins de $4 \text{ gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ et contre-intuitivement les lacs boréaux stockeraient plus de C par unité de temps que les lacs tempérés dans nos résultats.

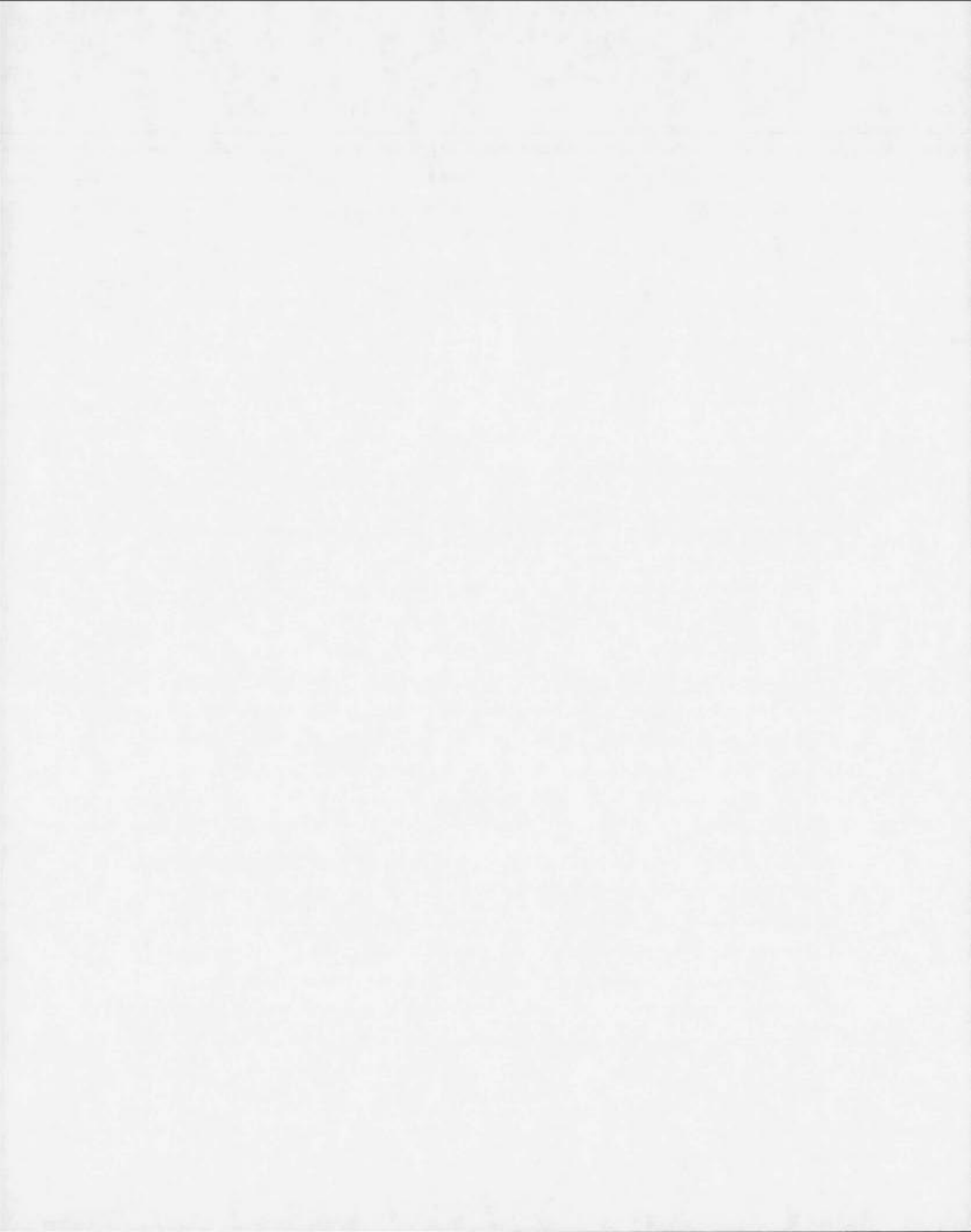
En conclusion, cette thèse a permis de mieux comprendre les facteurs qui régulent le stockage de C des sédiments de lacs en déterminant les influences du paysage et du climat sur le potentiel de stockage de C. Cette thèse a tenté l'ouverture de la « boîte noire » que représente le sédiment lacustre en limnologie afin de quantifier le stock de C, d'en effleurer la mécanistique, et d'explorer la prédiction. Cette thèse a tout d'abord des implications pour l'intérêt et l'importance de la sédimentation de C des écosystèmes lacustres. Le stock de C sédimentaire ne doit plus être perçu comme le trou dans lequel le C manquant du budget d'un lac se terre (e.g. Hanson *et al.*, 2004), mais il constitue une unité indépendante qui interagit avec la colonne d'eau, qui subit ses propres influences et surtout qui est quantifiable. Le processus d'enfouissement reflète la dégradation du C dans la colonne d'eau et à l'interface des sédiments puisque la perte entre les échelles temporelles d'accumulation a pu être systématiquement établie. Cette perte confirme l'importance du processus de minéralisation du C en zone benthique (Gudas *et al.* 2010; Gudas *et al.* 2012, Brothers, Prairie et Del Giorgio, 2012) qui remet en circulation du C dans la colonne d'eau. Cette thèse propose également l'intégration du concept de régionalité du stockage comme un pré-requis à la compréhension de la dynamique du stockage de C lacustre, mais propose simultanément un modèle global pour toutes les régions étudiées qui pourra être repris pour modéliser le stock de C ailleurs.

Outre ces implications plus théoriques, cette thèse propose également des implications pratiques. Les travaux entrepris sont à ce jour, l'inventaire à plus haute résolution spatiale du volume sédimentaire et du stock de C de 58 lacs mesuré in-situ. Cette mesure a révélée que les modèle actuels de volume sédimentaire tendent à surestimer le véritable stock de sédiments (cet aspect à entraîné l'écriture d'un papier exclusivement sur ce sujet : Prairie, del Giorgio et Ferland in prep) et que l'utilisation d'une carotte centrale comme représentation d'un lac entier tend à surestimer environ 3 fois le taux d'accumulation de C des sédiments. Les modèles inclus dans cette thèse permettent également à quelqu'un de prédire le stock de C d'un lac boréal à partir de sa superficie ou de son ratio dynamique (si la profondeur d'eau moyenne est connue). Également à l'échelle du biome tempéré ou boréal, l'utilisation de ce même ratio dynamique combiné à la température moyenne annuelle et au ruissellement permet un estimé du stock de C d'un lac.

Le lien trouvé entre la morphométrie des cuvettes lacustres et le stock de C soulève également une plus grande question : la topographie à elle seule peut-elle prédire combien les lacs d'une région donnée peuvent stocker de C? Les résultats de cette thèse proposant que la forme de la cuvette peut prédire efficacement le stock de C lacustre; combiné aux travaux de Sobek *et al.* (2011) qui prédisent la superficie d'un lac à partir de la bordure riveraine de 50 mètres autour d'un lac, abondent vers la vérification de cette hypothèse. Afin de modéliser à large échelle la contribution de ces écosystèmes aquatiques, la prédiction du taux d'accumulation de C sédimentaire en fonction de la superficie d'un lac s'est avérée moyennement significative (Kastowski *et al.*, 2011; Hobbs *et al.*, 2013) par le passé. Cependant, l'influence du relief glaciaire révélé par la topographie pourrait devenir très utile dans la modélisation du stock de C à travers le monde. De plus, l'examen des échelles temporelles d'accumulation de C se révèle être une approche fiable pour quantifier la capacité d'enfouissement de C à court et à long terme des lacs. Le manque de relation entre le flux particulière de C et l'accumulation de C récent et à long terme ouvre la porte à panoplie d'autres questionnements. Puisque ces taux ne sont pas nécessairement reliés entre eux, quels sont les véritables régulateurs de ces échelles temporelles d'accumulation? Pourquoi la relation entre le taux d'accumulation récent et millénaire n'est pas le même entre les régions? La capacité d'enfouissement étant en parte régie par la forme de la cuvette, d'autres facteurs

non mesurés dans cette thèse sont potentiellement impliqués dans le processus. D'ailleurs, il nous a été impossible de relier la concentration en DOC des lacs étudiés à l'accumulation de C sédimentaire, ce qui est à l'opposé des travaux de von Wachenfeldt et Tranvik (2008). Le mécanisme derrière l'accumulation de C reste à explorer plus en profondeur : à savoir quelles sont les sources de C qui se retrouvent préférentiellement stockées dans les sédiments du Québec? Est-ce que le C allochtone serait préférentiellement stocké comme c'est le cas en Suède (Gudas *et al.* 2012)?

En définitive, les résultats de cette thèse suggèrent que plus d'études portant spécifiquement sur le C stocké dans les sédiments lacustres sont nécessaires afin de faire avancer la compréhension du processus de stockage et de sa modélisation. C'est particulièrement le cas dans le contexte des changements climatiques anticipés (IPCC, 2007), l'augmentation ou la réduction de stockage de C sédimentaire pourrait avoir un impact significatif sur l'émission de gaz à effet de serre (Gudas *et al.*, 2010) et sur le cycle du C à l'échelle du paysage. Cette thèse a su démontrer que des facteurs morphologiques et climatiques déterminent la quantité de C qui sera ultimement stockée dans les sédiments lacustres et qu'une estimation du volume sédimentaire est nécessaire au calcul d'un taux d'accumulation qui ne sera pas surestimé. Les objectifs de cette thèse ont donc été atteints en développant une méthodologie basée sur l'hydroacoustique et le carottage pour estimer le stock de C; l'accumulation de C a été comparée dans le temps et dans l'espace; des outils prédictifs ont été proposés pour modéliser le stock de C.



5. ANNEXES

ANNEXE A

Table A.1 Profil âge-profondeur complet daté du Lake 2 (Lake Marie-Eve dans la publication originale)

Profondeur (cm)	Matériel daté	Numéro de laboratoire	Date ^{14}C (années BP)	Intervalle de calibration (années cal. BP; intervalle de deux sigma)
59.5 - 60	Gyttja	Poz - 44877	2330 \pm 30	2309 - 2369
60 - 60.5	Gyttja	Poz - 44875	2500 \pm 30	2468 - 2730
90 - 90.5	Gyttja	Poz - 44874	3440 \pm 30	3631 - 3780
119.5 - 120	Macrorestes végétaux	Poz - 44873	4595 \pm 35	5275 - 5331
139.5 - 140	Macrorestes végétaux	Poz - 44872	6110 \pm 40	7323 - 7494

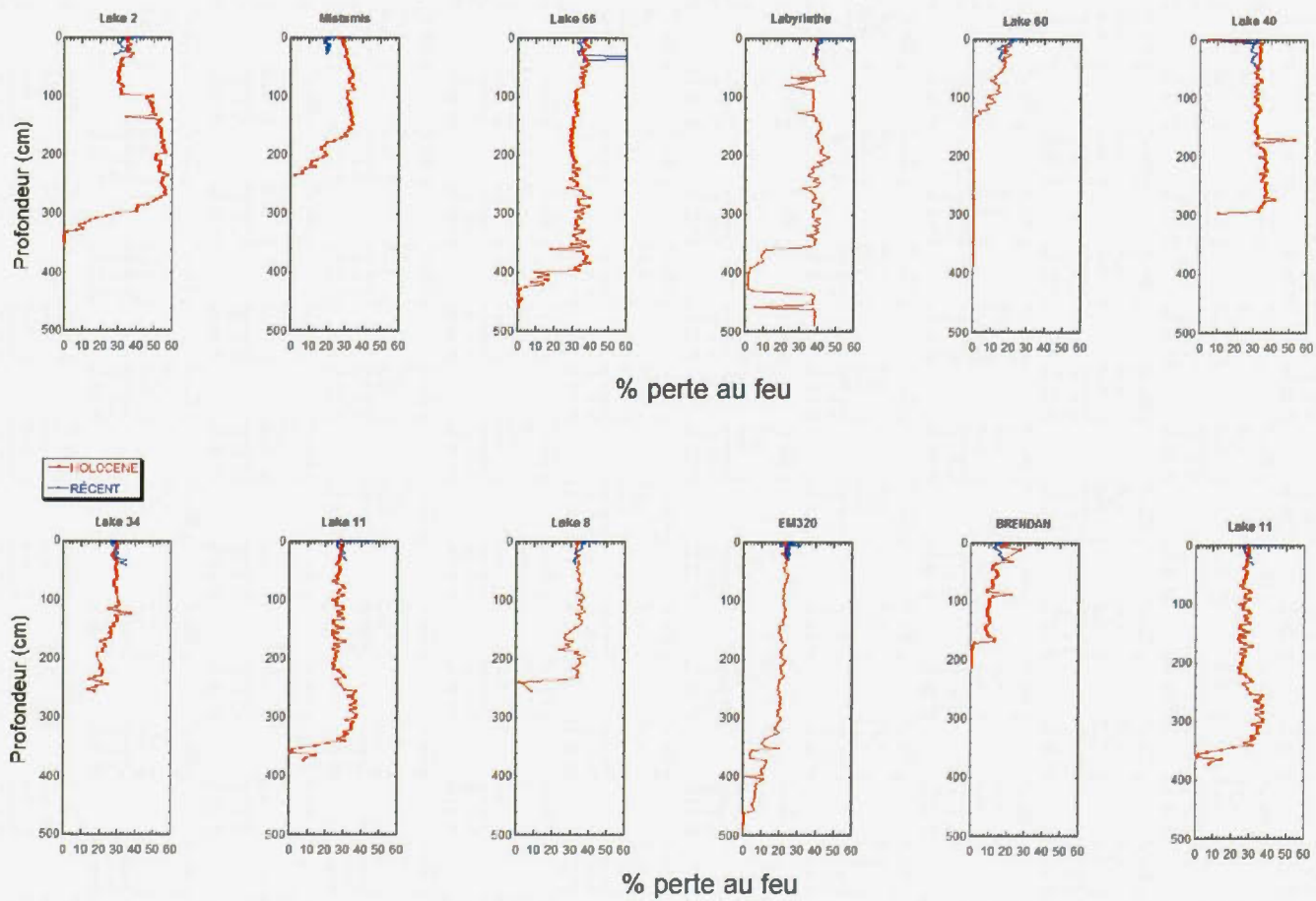
Source: Oris *et al.*, (2014).

Table A.2 Datations basales des Chmiel et al. (in prep.) des lacs de Suède

Profondeur (cm)	Matériel daté	Date ^{14}C (années BP)	Intervalle de calibration (années cal. BP; intervalle de deux sigma)
Gaddtjarn 250 cm	Gyttja	6675 \pm 54	7505-7589
			*transition vers l'argile non atteinte
Grastjarn 250 cm	Gyttja	8085 \pm 76	8829 - 9120
Lila Sangaren 200 cm	Gyttja	8765 \pm 54	9672 - 9886
Ovre Skarsjon 300 cm	Gyttja	7405 \pm 42	8197- 8305
Oppsveten 200 cm	Gyttja	8120 \pm 362	8618 - 9449
Svartjarn 300 cm	Gyttja	8219 \pm 45	9108 - 9262

ANNEXE B

Profils de perte au feu des lacs de la région de Eastmain



ANNEXE C. Tableau C.1. Données générales sur les lacs échantillonnés

No de lacs	Noms	Latitude (deg)	Longitude (deg)	Superficie du lac (km ²)	Superficie du bassin versant (km ²)	Ratio dynamique	Profondeur d'eau moyenne (m)	Temps de résidence (an)	COD (mg/L)	Phosphore total (TP)	Précipitations totales annuelles (mm)	Température moyenne annuelle	Ruissellement moyen	Taux d'accumulation de C moyen (gC m ⁻² an ⁻¹)
Estrie														
1	Argent	45.310	-72.314	1.05	65.6	0.244	4.2	0.15	7.73	12.51	2431	4.8	576	0.81
2	Boissonneault	45.596	-71.903	1.72	129.7	0.845	1.55	0.01	15.67	29.58	2476	4.42	602	0.40
3	Bowker	45.033	-72.847	2.39	10.1	0.061	25.34	0.18	2.59	5.25	2258	4.41	576	2.83
4	Brais	45.460	-72.206	0.48	11.4	0.126	5.5	8.96	8.64	14.20	2346	4.38	576	2.13
5	Brome	45.255	-72.491	14.73	181.4	0.723	5.31	0.80	5.20	14.25	2387	5.31	533	0.91
6	Brompton	45.430	-72.145	11.72	139.8	0.354	9.68	1.48	6.07	9.26	2380	4.64	576	1.86
7	Denison	45.742	-72.103	0.24	16.2	0.273	1.78	0.04	6.15	24.02	2495	4.43	589	0.62
8	Fraser	45.385	-72.176	1.62	1.9	0.154	8.28	0.36	5.77	8.70	2467	4.52	576	2.53
9	Nick	45.205	-72.325	0.54	7.0	0.278	2.63	0.31	4.05	8.82	2479	4.7	576	0.51
10	Orford	45.295	-72.272	1.28	8.8	0.068	16.77	3.82	3.78	5.96	2201	4.3	576	2.15
11	Peasley	45.221	-72.273	0.23	12.2	0.147	3.28	0.09	6.89	12.70	2479	4.78	576	1.33
12	Sitelles	45.247	-72.270	0.43	5.7	0.117	5.59	0.26	5.17	7.42	2479	4.78	576	2.28
13	Stukely	45.372	-72.246	4.01	19.7	0.158	12.67	4.03	4.69	5.99	2429	4.25	576	2.03
14	Tomcod	45.538	-72.038	0.81	20.0	0.535	1.68	0.06	11.07	112.84	2375	4.63	589	0.67
15	Trois-lacs	45.799	-71.894	2.85	522.6	0.495	3.41	0.01	10.54	41.35	2338	4.45	602	0.88
16	Waterloo	45.335	-72.519	1.47	29.7	0.471	2.57	0.32	7.36	33.30	2383	5.14	533	1.46
Laurentides														
1	Achigan	45.940	-73.971	5.25	130.9	0.209	10.95	0.01	3.70	ND	1029	4.39	439	3.04
2	Beaulac	46.026	-73.900	0.87	5.5	0.184	5.08	0.18	ND	ND	1057	3.78	534	1.47
3	En Cœur	45.968	-74.010	0.43	1.8	0.218	3	0.56	4.49	7.71	1066	3.7	578	1.33
4	Connely	45.898	-73.966	1.25	24.2	0.151	7.39	0.04	4.31	7.91	1018	4.54	439	2.50
5	Cristal	45.975	-73.890	0.29	2.3	0.055	9.73	0.43	6.51	4.92	1051	3.95	439	2.05
6	Croche	45.992	-74.010	0.18	3.5	0.093	4.58	0.29	4.31	3.63	1066	3.7	578	2.05
7	De la Blanche	46.087	-74.456	0.42	4.4	0.059	10.87	0.23	ND	ND	1088	3.17	715	2.43
8	Fournelle	45.914	-74.041	0.18	4.2	0.160	2.67	0.24	ND	8.01	1060	3.9	578	0.49

9	Gervais	46.272	-74.681	1.03	8.8	0.048	21.27	0.11	ND	ND	1038	3.68	552	1.96
10	Montagne noire	46.198	-74.273	2.79	12.5	0.131	12.8	0.08	ND	ND	1121	2.9	715	2.06
11	Truite	46.029	-74.252	0.51	4.3	0.076	9.4	0.23	5.18	14.30	1106	3.6	715	2.62
12	Purvis	45.992	-74.088	0.19	1.6	0.062	7.01	0.63	6.27	2.49	1048	4.17	578	3.15
13	Morency	45.928	-74.035	0.25	2.4	0.057	8.79	0.42	ND	6.56	1045	4.05	578	3.55
14	Rond	45.969	-73.896	0.09	4.6	0.066	4.66	0.22	4.15	6.86	1051	3.95	439	3.42
15	Pin rouge	45.961	-74.042	0.13	10.3	0.073	5.01	0.10	6.83	11.72	1059	3.9	578	1.46
16	Violon	45.944	-74.089	0.15	1.9	0.046	8.44	0.51	5.61	6.31	1036	4.23	578	2.67
Eastmain														
1	Mistumis	52.171	-76.159	3.97	39.8	1.158	1.72	0.33	7.21	6.11	783	-2.5	601	1.15
2	Natel	52.185	-75.691	3.87	24.3	0.432	4.55	1.40	6.10	4.95	794	-2.53	658	2.10
3	EM320	52.170	-76.132	0.48	3.9	0.388	1.78	0.50	7.12	7.94	780	-2.475	601	3.98
4	Labyrinthe	52.222	-75.702	2.57	4.7	1.180	1.36	1.45	7.99	6.94	783	-2.43	658	2.09
5	Lake 11	52.151	-75.765	0.38	4.3	0.520	1.18	1.29	8.29	7.34	793	-2.48	658	4.61
6	Lake 2	52.132	-75.820	0.04	1.1	0.169	1.22	0.09	9.44	14.20	792	-2.43	658	1.49
7	Lake 60	52.229	-75.767	1.38	9.5	0.223	5.28	1.48	5.84	5.22	777	-2.36	658	3.66
8	Brendan	52.065	-75.495	1.07	6.4	0.322	3.21	1.05	5.24	6.61	795	-2.35	692	3.07
9	Clarkie	52.264	-75.521	24.69	622.5	2.012	2.47	0.21	5.76	4.45	787	-2.48	658	2.39
10	Lake 34	51.983	-75.773	0.46	2.3	0.167	4.06	1.60	7.86	7.18	797	-2.33	621	4.92
11	Lake 66	51.959	-76.008	0.07	5.0	0.073	3.69	0.10	7.60	6.71	796	-2.25	457	8.02
12	Lake 40	52.027	-75.525	0.16	3.2	0.098	4.1	0.39	4.72	7.91	797	-2.28	692	7.30
13	Lake 8	52.130	-75.733	0.32	3.3	0.254	2.22	0.42	6.17	5.15	795	-2.49	658	4.48
Suède														
1	Bisen	59.960	15.506	0.43	4.9	0.083	7.95	0.20	28.01	15.09	698	4.48	177	0.12
2	Dagarn	59.900	15.392	1.74	10.1	0.297	4.44	1.87			692	5.08	177	3.40
3	Ersjon	58.372	12.162	0.62	1.0	0.528	1.49	1.02	6.80	8.30	769	6.64	311	0.35
4	Gaddjarn	59.859	15.183	0.06	1.9	0.073	3.42	0.37	ND	ND	726	4.38	314	4.54
5	Grastjarn	59.890	15.353	0.09	0.7	0.134	2.27	1.49	14.90	9.00	711	4.43	314	3.01
6	Lila Sangaren	59.888	15.394	0.24	4.9	0.074	6.62	2.23	11.90	8.70	584	4.49	314	4.64
7	Ljustjarn	59.925	15.452	0.13	0.6	0.074	4.84	1.75	6.54	11.43	708	4.87	314	4.78
8	Oppsveten	60.017	15.466	0.67	21.2	0.207	3.95	0.05	4.00	6.50	683	4.73	314	4.31
9	Ovre Skarsjon	59.890	15.356	1.80	3.9	0.258	5.2	3.60	17.10	9.20	696	4.63	177	3.40
10	Skottenesjon	58.352	12.142	0.72	12.5	0.410	2.07	0.08	7.60	8.20	769	6.63	311	1.23
11	Skottjarn	59.942	15.397	0.03	1.4	0.068	2.47	0.71	ND	ND	711	4.42	314	3.88
12	St-Snesnaren	59.864	15.229	0.57	10.0	0.096	7.83	1.06	20.50	15.00	686	4.45	314	2.55
13	Svartjarn	59.891	15.258	0.00	0.8	0.018	3.64	1.22	9.60	6.10	698	4.33	314	7.46
14	Tamnaren	60.143	17.346	30.88	293.3	9.110	0.61	0.00	28.01	15.09	580	5.26	168	1.83

ANNEXE D

Tableau D.1 Emplacement et de carottage des lacs boréaux échantillonnés

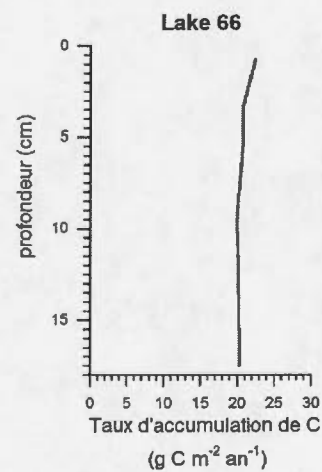
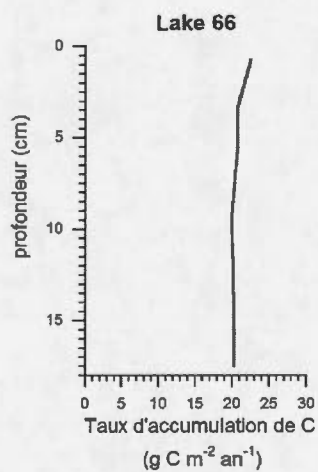
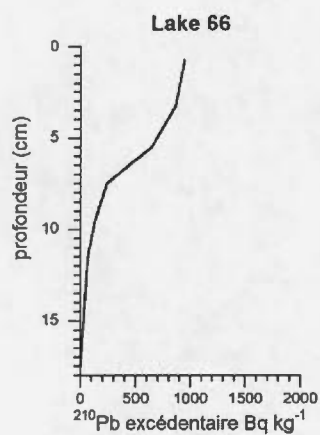
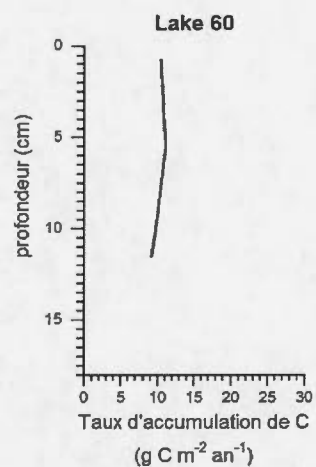
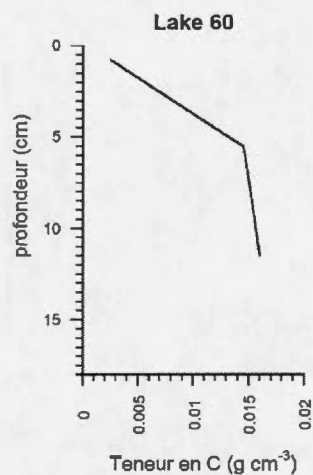
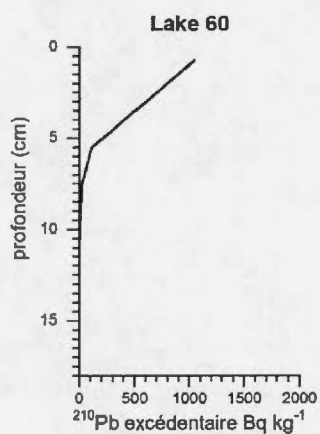
	Nom du lac	Latitude (deg)	Longitude (deg)	Longueur de carotte longue (cm)	Longueur de carotte courte (cm)	%C/% N
Eastmain						
1	Mistumis	52.171	-76.159	237	28	13.2
2	Natel	52.185	-75.691	285	27	13.5
3	EM320	52.170	-76.132	493	30	13.6
4	Labyrinthe	52.222	-75.702	489	34	14.3
5	Lac11	52.151	-75.765	373	34	13.3
6	Lac2	52.132	-75.820	349	30	11.4
7	Lac 60	52.229	-75.767	489	38	12.2
8	Brendan	52.065	-75.495	213	30	12.9
9	Clarkie	52.264	-75.521	345	26	12.7
10	Lac 34	51.983	-75.773	265	42	13.2
11	Lac 66	51.959	-76.008	457	42	14.1
12	Lac 40	52.027	-75.525	297	54	12.2
13	Lac 8	52.130	-75.733	257	38	13.2
Suède						
1	Bisen	59.960	15.506	ND	33	16.6
2	Dagarn	59.900	15.392	ND	25	6.9
3	Ersjon	58.372	12.162	ND	31	14.6
4	Gaddjarn	59.859	15.183	≥250*	40	16.7
5	Grastjarn	59.890	15.353	≥250*	31	16.8
6	Lila	59.888	15.394	≥200*	41	15.7
7	Sangaren Ljustjarn	59.925	15.452	ND	35	13.4
8	Oppsveten	60.017	15.466	≥200*	35	16.2
9	Ovre Skarsjon	59.890	15.356	≥300*	31	15.6
10	Skottenesjo n	58.352	12.142	ND	23	14.3
11	Skottjarn	59.942	15.397	ND	23	14.8
12	St- Snesnaren	59.864	15.229	ND	33	15.8
13	Svartjarn	59.891	15.258	≥300*	25	16.1
14	Tamnaren	60.143	17.346	ND	33	8.9

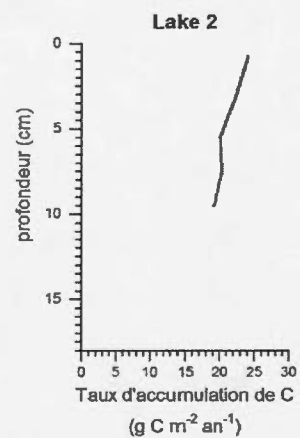
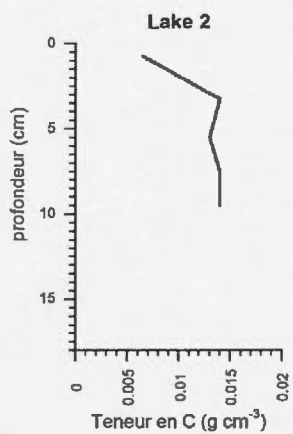
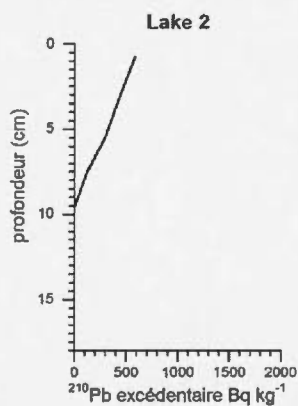
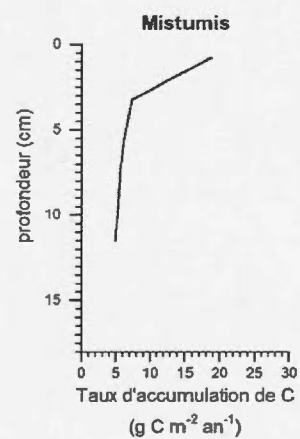
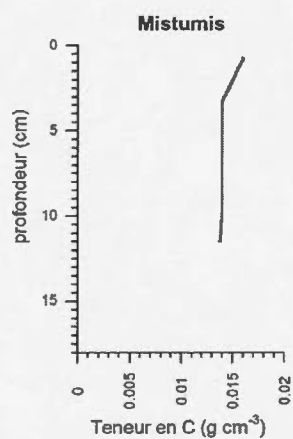
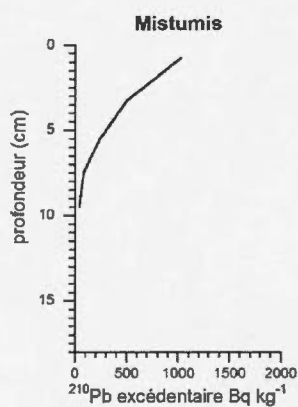
*Données provenant de la thèse de Hannah Chmiel de l'Université de Uppsala

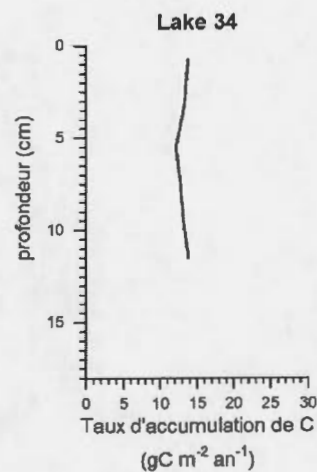
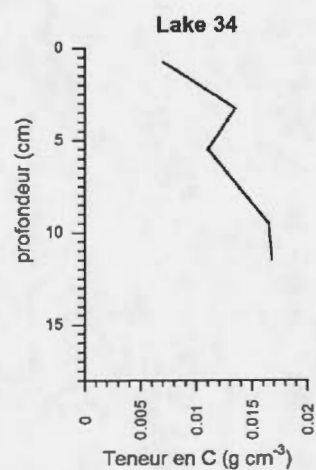
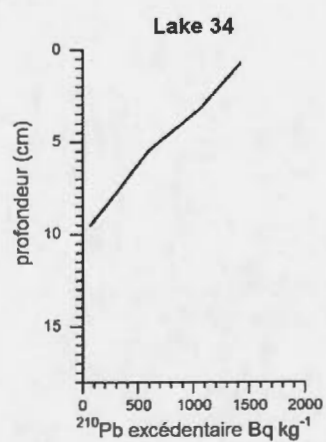
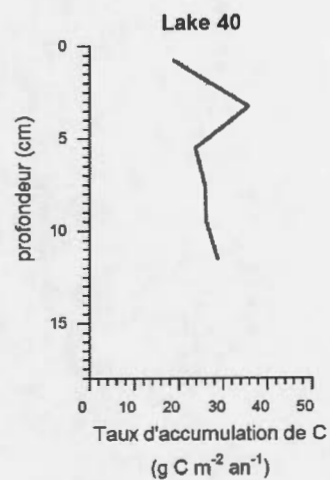
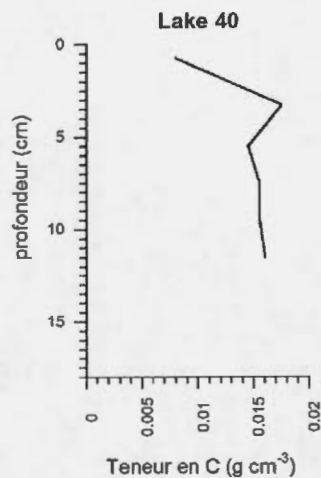
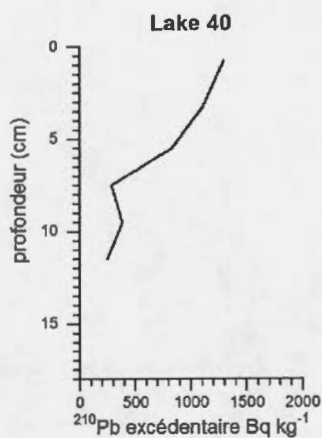
ANNEXE E.

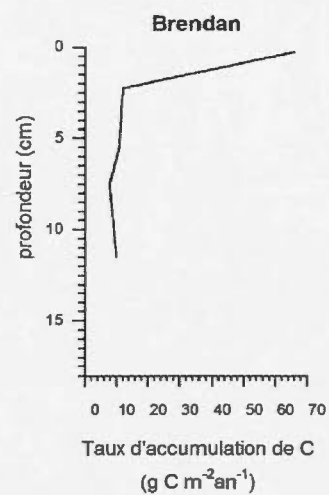
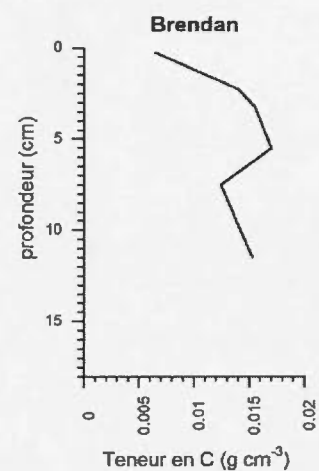
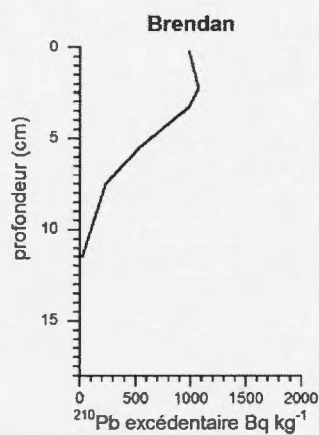
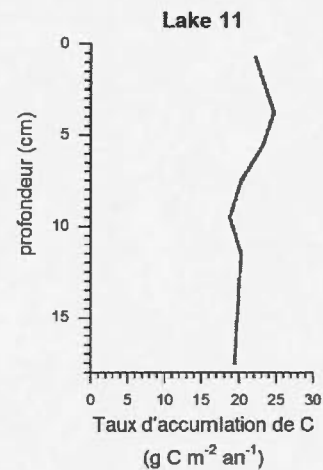
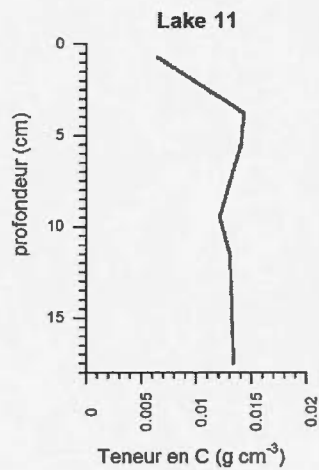
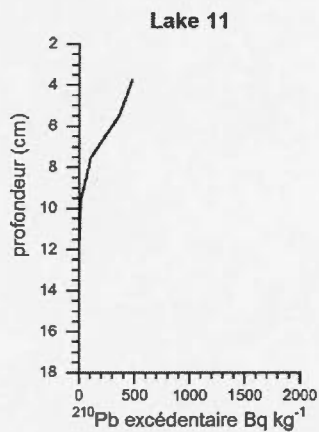
Profils de ^{210}Pb et d'accumulation du carbone des carottes courtes récoltées

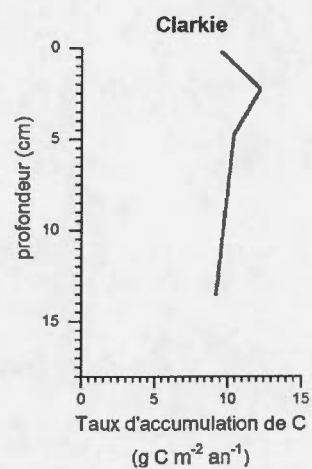
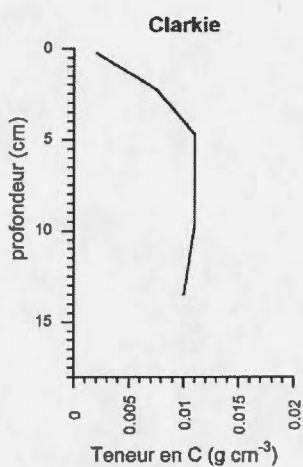
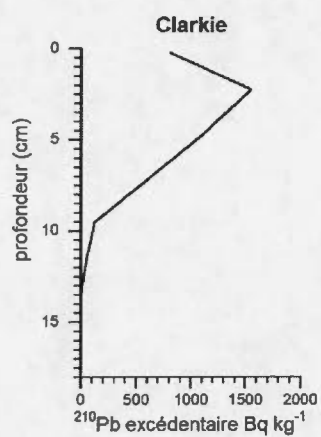
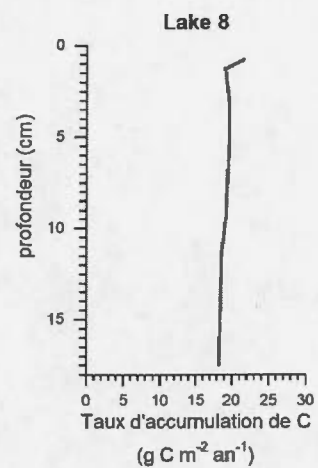
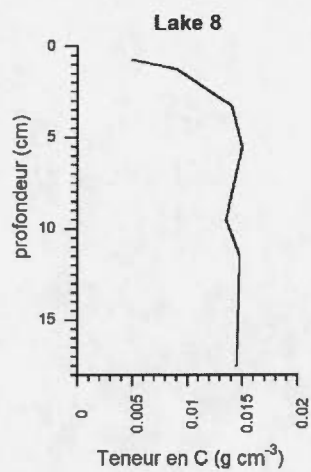
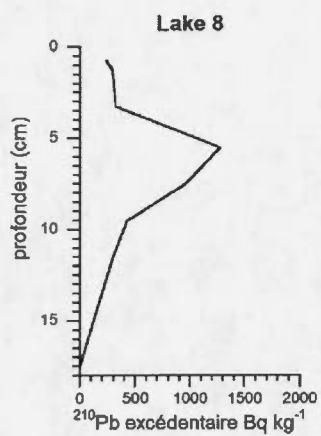
Profils de Eastmain

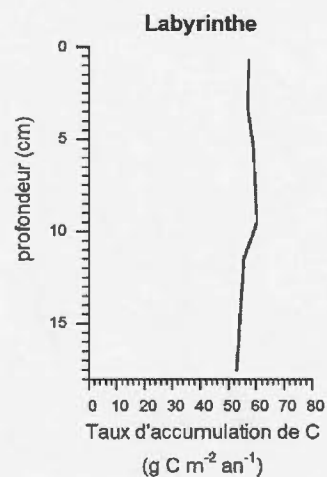
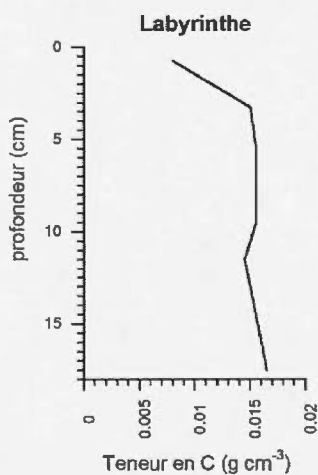
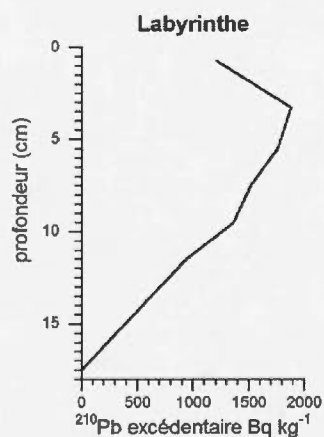
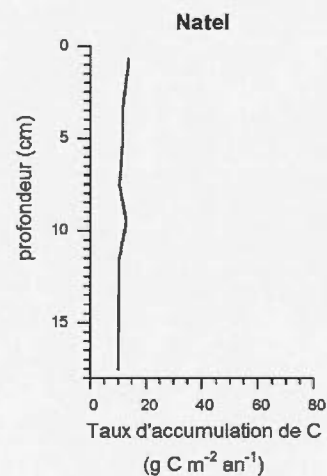
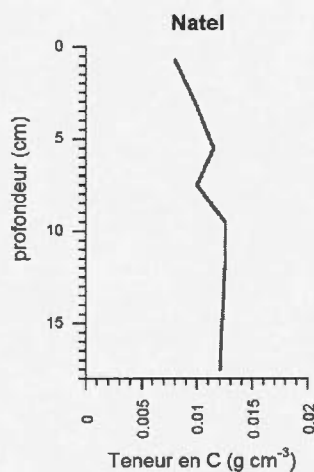
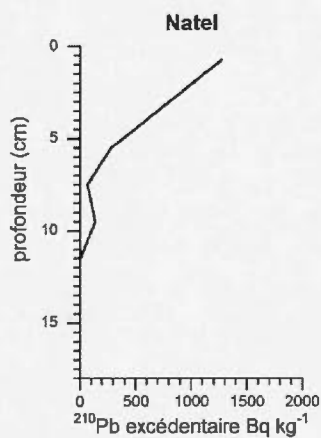


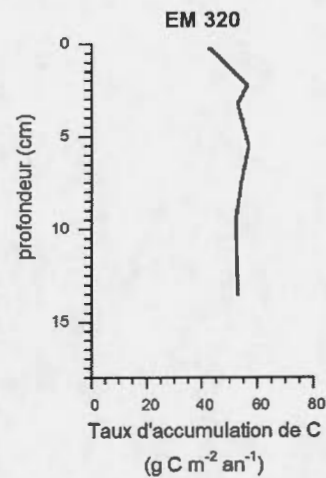
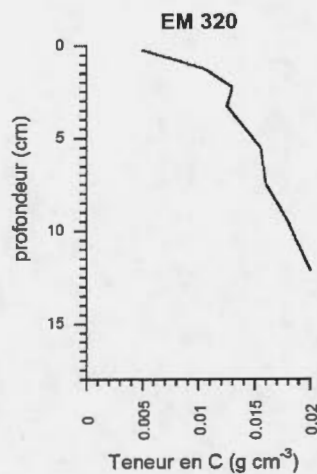
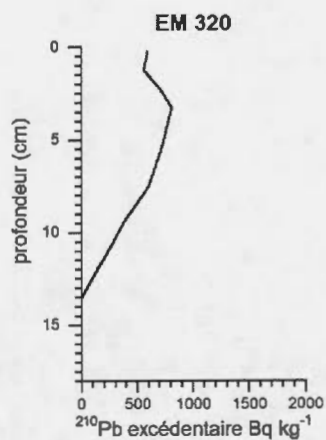




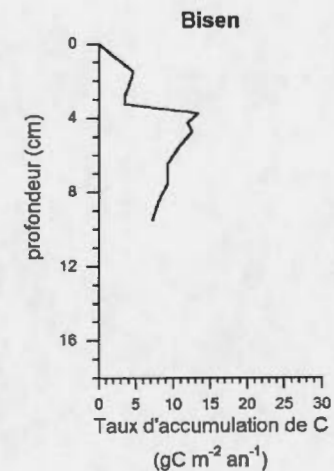
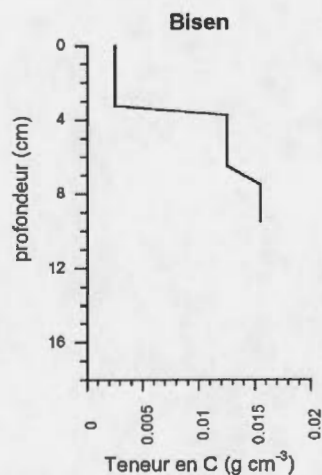
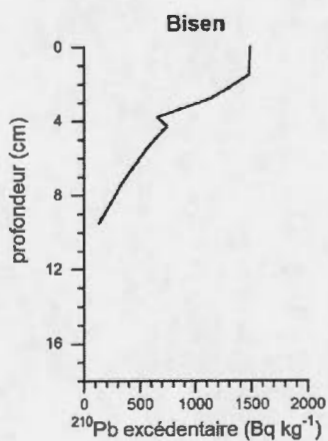


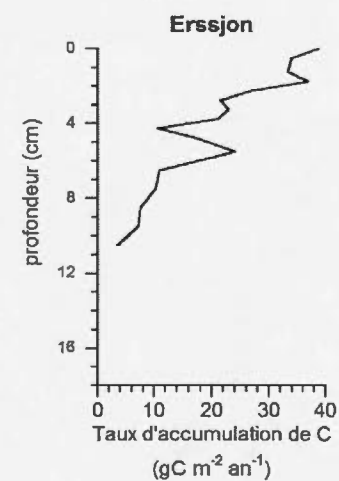
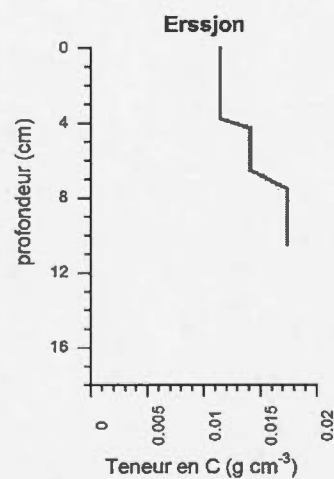
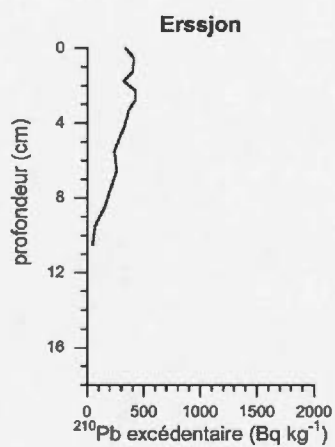
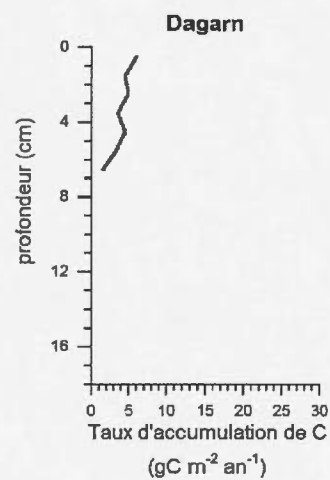
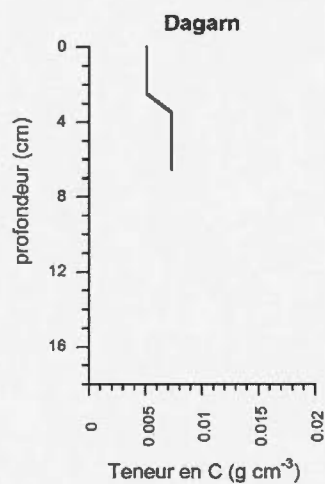
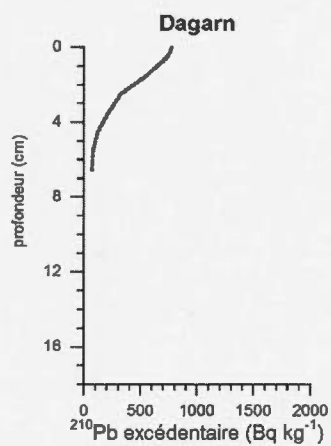


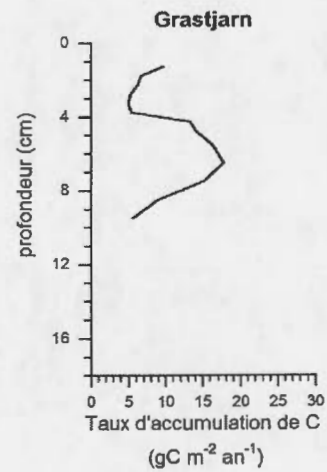
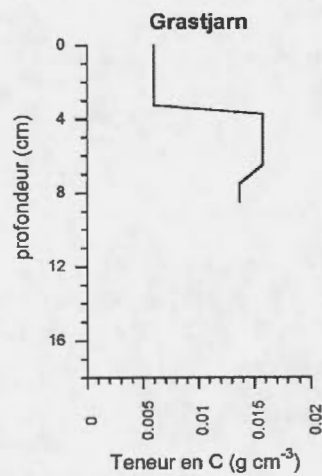
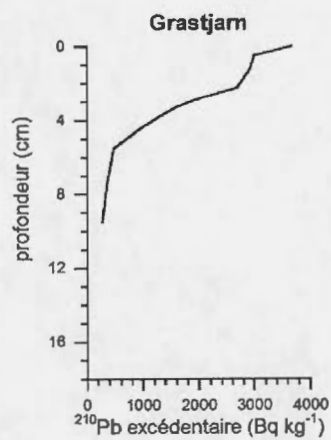
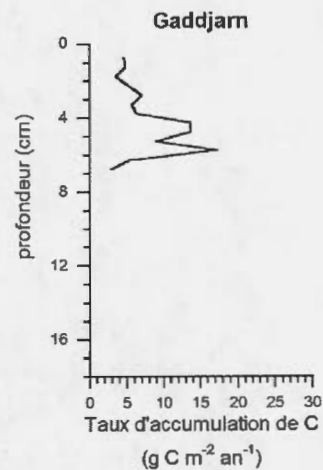
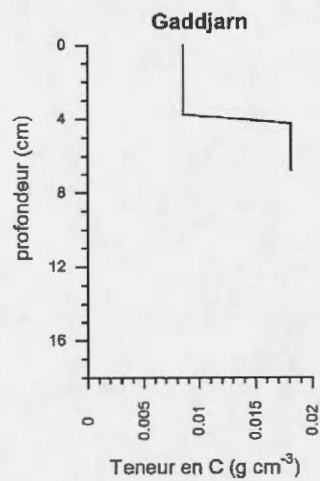
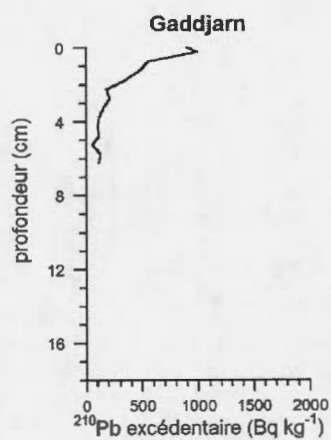


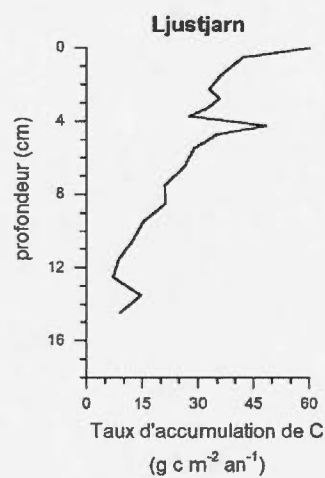
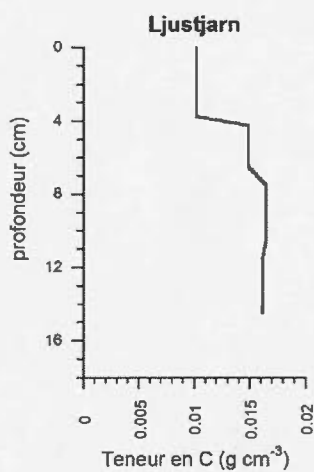
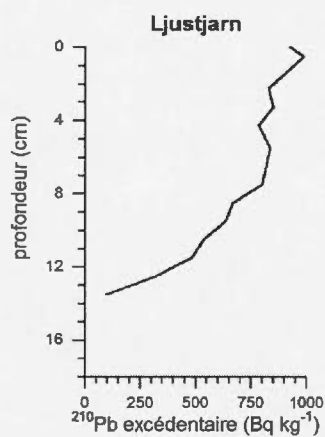
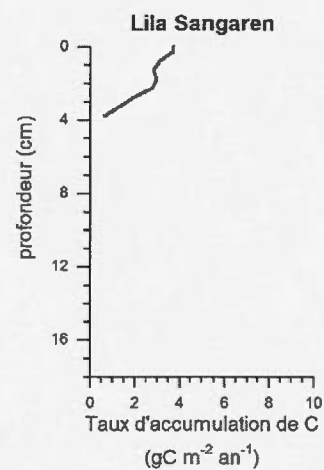
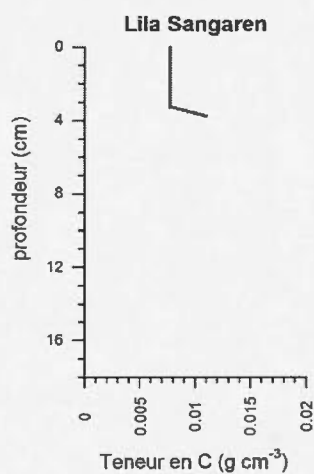
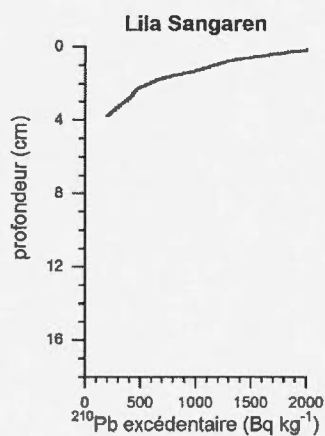


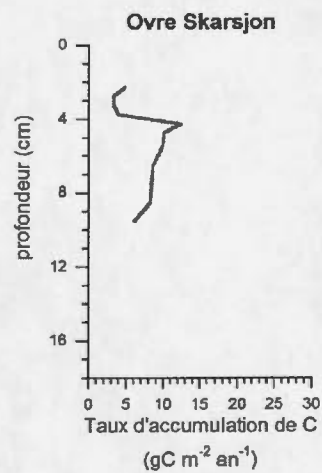
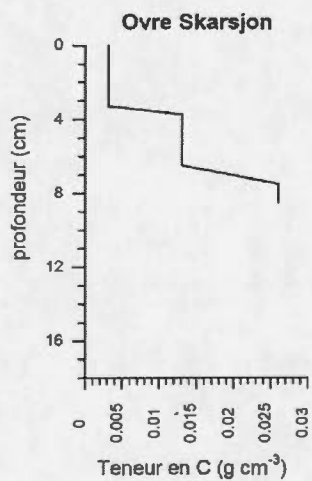
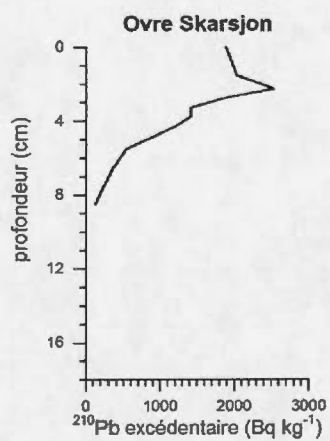
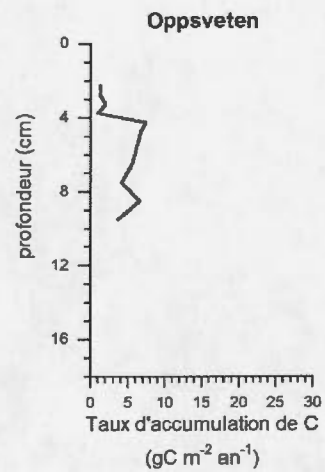
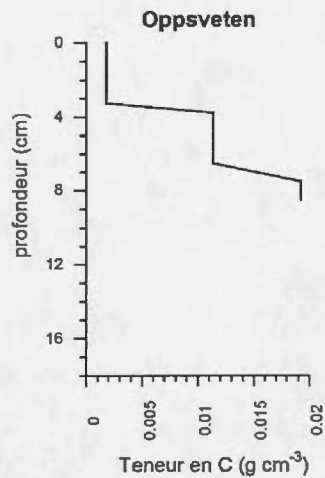
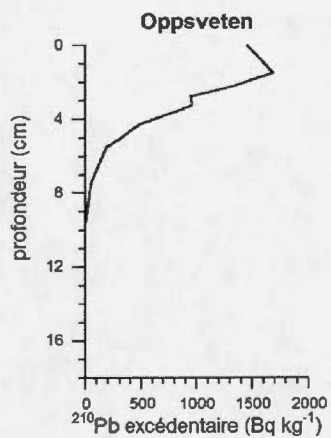
Profils de la Suède

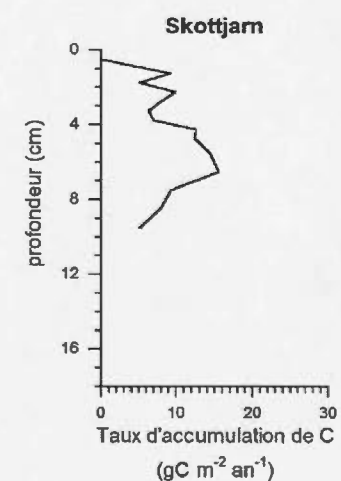
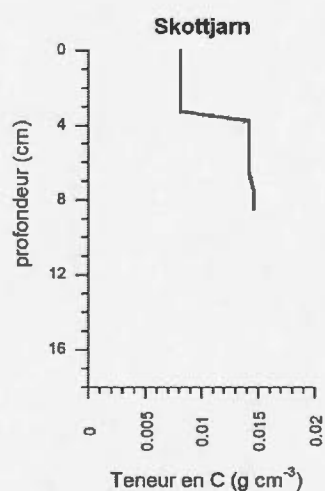
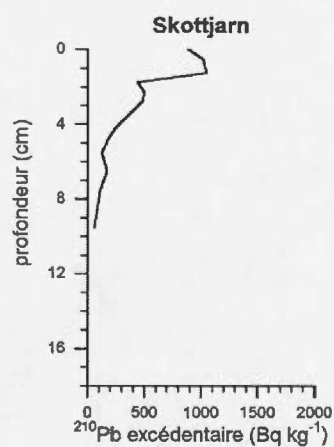
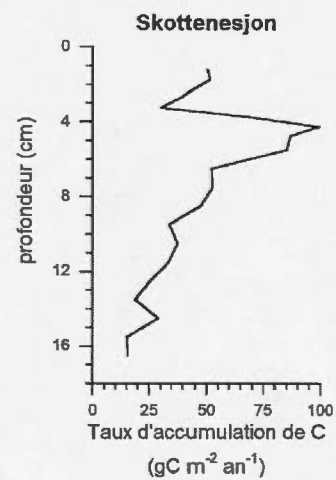
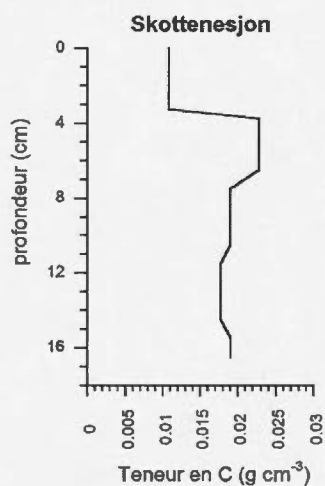
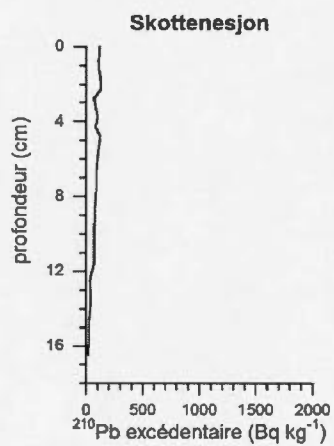












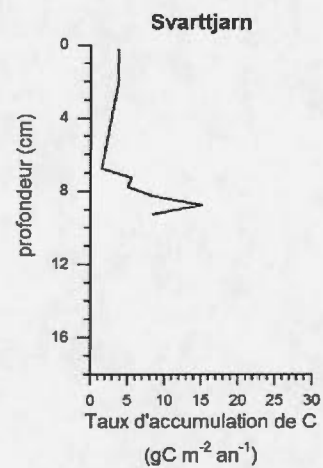
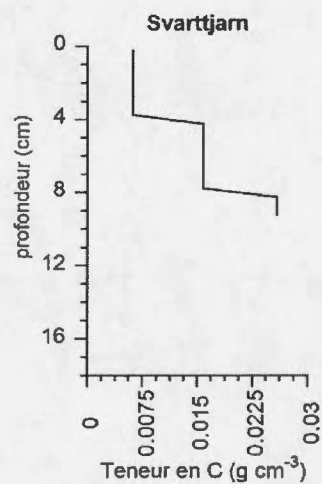
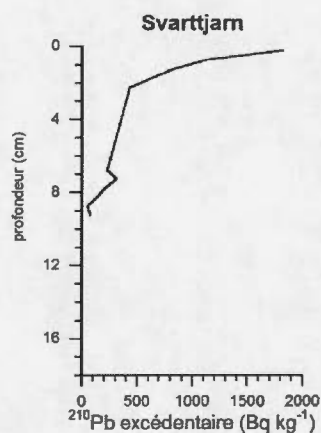
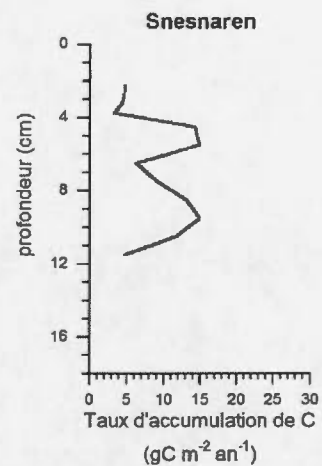
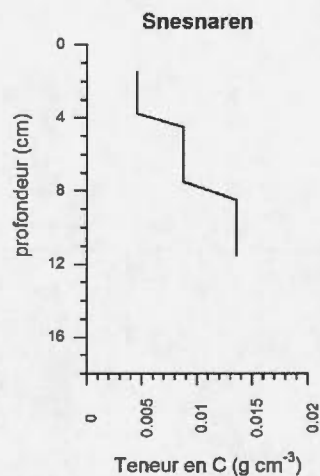
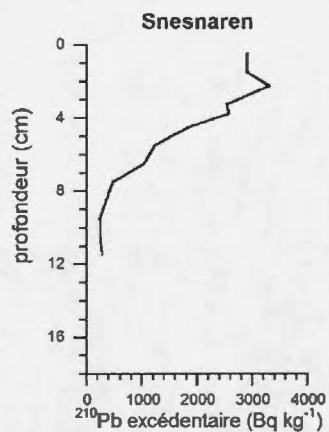


Tableau E.1. Coefficients de variation des taux d'accumulation de C organique récents

Eastmain	Lac	Coefficient de variation	Suède	Lac	Coefficient de variation
1	Mistumis	0.158	1	Bisen	0.401
2	Natel	0.100	2	Dagarn	0.369
3	EM320	ND	3	Erssjon	0.603
4	Labyrinthe	0.065	4	Gaddjarn	0.580
5	Lake 11	0.085	5	Grastjarn	0.453
6	Lake 2	0.030	6	Lila Sangaren	0.426
7	Lake 60	0.081	7	Ljustjarn	0.438
8	Brendan	0.161	8	Oppsveten	0.408
9	Clarkie	0.053	9	Ovre Skarsjon	0.169
10	Lake 34	0.049	10	Skottenesjon	0.463
11	Lake 66	0.016	11	Skottjarn	0.365
12	Lake 40	0.077	12	St-Snesnaren	0.445
13	Lake 8	0.029	13	Svartjarn	0.655
moyenne		0.075	14	Tamnaren	ND
			moyenne		0.444

6. BIBLIOGRAPHIE

- Åberg, J., M. Jansson, J. Karlsson, K.J. NÄÄS et A. Jonsson. 2007. «Pelagic and benthic net production of dissolved inorganic carbon in an unproductive subarctic lake». *Freshwater biology*, vol. 52, no 3, p. 549-560.
- Adams, J. M. et H.A. Faure. 1998. «A new estimate of changing carbon storage on land since the last glacial maximum, based on global land ecosystem reconstruction». *Global and planetary Change*, vol. 16, p. 3-24.
- Aitkenhead, J. A., D. Hope and M.F. Billett. 1999. «The relationship between dissolved organic carbon in stream water and soil organic carbon pools at different spatial scales». *Hydrological Processes*, vol. 13, no 8, p. 1289-1302.
- Alin, S. R. et T. C. Johnson. 2007. «Carbon cycling in large lakes of the world: a synthesis of production». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 21, GB3002.
- Anderson, N. J., W. D. Andrea et S. C. Fritz. 2009. «Holocene carbon burial in SW Greenland». *Global Change in Biol.*, vol. 15, no 1, p. 2590-2598.
- Algesten, G., S. Sobek, A.K. Bergström, A. Ågren, L.J. Tranvik, et M. Jansson. 2004. «Role of lakes for organic carbon cycling in the boreal zone». *Global change biol*, vol. 10, no 1, p. 141-147.
- Algesten, G., S. Sobek, A. K. Bergström, A. Jonsson, L. Tranvik et M. Jansson. 2005. «Contribution of sediment sepiration to summer CO₂ emission from low productive boreal and subarctic lakes». *Microb. Ecol.*, vol. 50, no 4, p. 529-535.
- Anderson, M. A. et P. Pacheco. 2011. «Characterization of bottom sediments in lakes using hydroacoustic methods and comparison with laboratory measurements». *Water research*, vol. 45, no 15, p. 4399-4408.
- Appleby, P. G. et F. Oldfield. 1978. «The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ²¹⁰Pb to the sediment». *Catena*, vol. 5, no 1, p. 1-8.
- Appleby, P.G. 2001. «Chronostratigraphic techniques in recent sediments». W.M. Last, J.P. Smol (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, p. 171-203.

- Baines S.B., et M.L. Pace. 1994. « Relationships between suspended particulate matter and sinking flux along a trophic gradient and implications for the fate of planktonic primary production ». *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, vol 51, no 1, p.25-36.
- Baker, J. E., Eisenreich, S. J., et B.J. Eadie. 1991. «Sediment trap fluxes and benthic recycling of organic carbon, polycyclic aromatic hydrocarbons, and polychlorobiphenyl congeners in Lake Superior». *Environmental science & technology*, vol. 25, no 3, p. 500-509.
- Baskaran, M., et A.S. Naidu. 1995. «²¹⁰Pb-derived chronology and the fluxes of ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs isotopes into continental shelf sediments, east Chukchi Sea, Alaskan Arctic». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 59, no 21, p. 4435-4448.
- Bastviken D., L. Persson, G. Odham, et L. Tranvik. 2004. «Degradation of dissolved organic matter in oxic and anoxic lake water». *Limnol. and Oceanogr.*, vol. 49, no 1, p. 109–116.
- Bastviken, D., J.J. Cole, M.L. Pace, et M. C. Van de Bogert. 2008. «Fates of methane from different lake habitats: Connecting whole-lake budgets and CH₄ emissions». *J. of Geophysical Res.*, vol. 113, no G2, G02024.
- Bastviken, D., L.J. Tranvik, J.A. Downing, P.M. Crill et A. Enrich-Prast. 2011. «Freshwater methane emissions offset the continental carbon sink». *Science*, vol. 331, no 6013, p. 50-51.
- Battin, T. J., S. Luysaert, L. A. Kaplan, A. K. Aufdenkempe, A. Richter et L. J. Tranvik. 2009. «The boundless carbon cycle», *Nature Geoscience*, vol. 2, p. 598–600.
- Berner, R.A. (1971). *Principles of chemical sedimentology*, McGraw-Hill, New York, 240 pp.
- Blais, J. M. et J. Kalff. 1993. «Atmospheric loading of Zn, Cu, Ni, Cr, and Pb to lake sediments: The role of catchment, lake morphometry, and physico-chemical properties of the elements». *Biogeochemistry*, vol 23, no 1, p. 1-22.
- Blais, J. M. et J. Kalff. 1995. «The influence of lake morphometry on sediment focusing». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 40, no 3, p. 582-588.

- Blais, J.M., J. Kalff, R. J. Cornett et R.D. Evans. 1995. «Evaluation of ^{210}Pb dating in lake sediment using stable Pb, Ambrosia pollen and ^{137}Cs ». *J. Paleolimn.*, vol. 13, no 2, p. 169-178.
- Bloesch, J. et N.M. Burns. 1980. «A critical review of sediment trap technique», *Schweiz Z. Hydrol.*, vol. 42, no 1, p. 15-55.
- Boville, B. M., R. E. Munnorel, et F. K. Hare. 1983. «The storage of nonliving organic carbon in boreal and arctic zones-Canada». *Final report, Contract DE-AS01-81EV-10688*, Dep. of Energy, Washington, D. C.
- Boyle, J. 2004. «A comparison of two methods for estimating the organic matter content in sediments». *Journal Paleolimnol.*, vol. 31, no 1, p. 125-127,
- Brothers, S., J.C. Vermaire, et I. Gregory-Eaves. 2008. «Empirical models for describing recent sedimentation rates in lakes distributed across broad spatial scales». *J. Paleolimnol.* vol. 40, no 4, p.1003–1019.
- Brothers, S. M., Y. T. Prairie, et P. A. del Giorgio. 2012. «Benthic and pelagic sources of carbon dioxide in boreal lakes and a young reservoir (Eastmain-1) in eastern Canada». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 26, no GB1002.
- Burdige D.J. 2007. «Preservation of organic matter in marine sediments: controls, mechanisms, and an imbalance in sediment organic carbon budgets». *Chem. Rev.*, vol. 107, no 2, p. 467–485.
- Campbell, I. D., C. Campbell, D. H. Vitt, D. Kelker, L. D. Laird, D. Trew, B. Kotak, D. LeClair et S. Bayley. 2000. «A first estimate of organic carbon storage in holocene lake sediments in Alberta, Canada». *Journal Paleolimnol.*, vol. 24, no 4, p.395-400.
- Cole, J. J., N. F. Caraco, G. W. Kling et T. K. Kratz. 1994. «Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes». *Science*, vol. 265, no 5178, p. 1568-1570.
- Cole, J. J., Y.T. Prairie, N. F. Caraco, W. H. McDowell, L. J. Tranvik, R. G. Striegl, C. M. Duarte, P. Kortelainen, J. A. Downing, J. J. Middleburg et J. Melack. 2007. «Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget». *Ecosystems*, vol. 10, no 1, p. 172– 185.
- Cornett, R. J. et F. H. Rigler. 1987. «Decomposition of seston in the hypolimnion». *Can. J. Fish. and Aquat. Sci.*, vol. 44, no 1, p. 146-151.

- Cranwell, P. A. 1981. «Diagenesis of free and bound lipids in terrestrial detritus deposited in a lacustrine sediment». *Org. Geochem.*, vol. 3, no 3 p. 79–89.
- D'arcy, P. et R. Carignan. 1997. «Influence of catchment topography on water chemistry in southeastern Québec shield lakes». *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, vol. 54, no 10, p. 2215–2227.
- Davis, M.B. et M.S. Ford. 1982. «Sediment focusing in Mirror Lake New Hampshire», *Limnol. Oceanogr.*, vol. 27, no 1, p. 137–150.
- Dean, W. E. 1974. «Determination of carbonate and organic-matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods». *J. of Sed. Petrol.*, vol. 44, no 1, p. 242–248.
- Dean, W. E., et E. Gorham. 1998. «Magnitude and significance of carbon burial in lakes, reservoirs, and peatlands». *Geology*, vol. 26, no 6, p. 535–538.
- Dean, W. E. 1999. The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *Journal of Paleolim.*, vol. 21, no 4, p. 375–393.
- Dearing, J.A. 1991. «Erosion and land use». *Ecological bulletins*, vol. 41. The cultural Landscape during 6000 years in southern Sweden Ystad project, p. 283–292.
- del Giorgio, P. A. et R. H. Peters. 1994. «Patterns in planktonic P:R ratios: influence of nutrients and dissolved organic carbon concentration». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 39, no 4, p. 772–787.
- del Giorgio, P. A., J.J. Cole, N.F. Caraco et R.H. Peters. 1999. « Linking planktonic biomass and metabolism to net gas fluxes in northern temperate lakes». *Ecology*, vol. 80, no 4, p. 1422–1431.
- Den Heyer, C., et J. Kalff. 1998. «Organic matter mineralization rates in sediments: A within- and among-lake study». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 43, no 4, p. 695–705.
- De Vente J., J. Poesen, M. Arabkheri et G. Verstraeten. 2007. «The sediment delivery problem revisited», *Progress Phys. Geogr.*, vol. 31, no 2, p. 155–178.
- Dillon, P.L. et L.A. Molot. 1997. «Dissolved organic and inorganic carbon mass balances in central Ontario lakes». *Biogeochemistry*, vol. 36, no 1, p. 29–42.

- Dong, X., N.J. Anderson, X. Yang, et J. Shen. 2012. «Carbon burial by shallow lakes on the Yangtze floodplain and its relevance to regional carbon sequestration». *Global Change Biol*, vol. 18, no 7, p. 2205-2217.
- Downing, J. A., Y. T. Prairie, J. J. Cole, C. M. Duarte, L. J. Tranvik, R. G. Striegl, W. H. McDowell, P. Kortelainen, N. F. Caraco, J.M. Melack et J. J. Middleburg. 2006. «The global abundance and size distribution of lakes, ponds and impoundments», *Limnol. Oceanogr.*, vol. 51 no 5, p. 2388-2397.
- Downing, J.A., J.J. Cole, J.J. Middelburg, R.G. Striegl, C.M. Duarte, P. Kortelainen, Y.T. Prairie et K.A. Laube. 2008. «Sediment organic carbon burial in agriculturally eutrophic impoundments over the last century». *Glob. Biogeochem. Cycles*, vol. 22, no 1, GB1018.
- Downing, J. A. 2010. «Emerging global role of small lakes and ponds: little things mean a lot». *Limnetica*, vol. 1, no 29, p. 9-24.
- Ducharme Riel, V. 2011. «Dynamique hivernale et hypolimnétique du CO₂ dans les lacs boréaux et tempérés». Mémoire de maîtrise Département de sciences biologiques, Univ. du Québec à Montréal, Québec, Canada.
- Dunbar J.A., P.M. Allen, P.D. Higley. 1999. «Multifrequency acoustic profiling for water reservoir sedimentation studies». *J Sediment Res*, vol.69, p.521-527.
- Dyke A. S., A. Moore et L. Robertson. 2003. «*Deglaciation of North America, Open file Report*», vol. 1547, Geological Survey of Canada, Natural Resources. Canada, Ottawa, Ontario, Canada.
- Dyke, A. S., D. Giroux et L. Robertson. 2004. «*Paleovegetation maps, northern North America, 18 000 to 1000 BP*». Geological Survey of Canada, Open File 4682.
- Einola, E., M. Rantakari, P. Kankaala, P. Kortelainen, A. Ojala, H. Pajunen, S. Mäkelä et L. Arvola. 2011. «Carbon pools and fluxes in a chain of five boreal lakes: a dry and wet year comparison». *J. Geophys. Res.*, vol. 116, no G03009, doi:10.1029/2010JG001636.

- Einsele, G., J. Yan, et M. Hinderer. 2001. «Atmospheric carbon burial in modern lake basins and its significance for the global carbon budget». *Global and Planetary Change*, vol. 30, no 3, p. 167-195.
- Engstom, D.R et N.L. Rose. 2013. «A whole basin mass balance approach to paleolimnology». *J. Paleolim.* p. 1-15
- Evans, C. D., P.J. Chapman, J.M. Clark, D.T. Monteith, et M.S. Cresser. 2006. «Alternative explanations for rising dissolved organic carbon export from organic soils». *Global Change Biol.*, vol. 12, no 11, p. 2044-2053.
- Ferland, M. E., P.A. del Giorgio, C.R. Teodoru et Y.T. Prairie. 2012. «Long-term C accumulation and total C stocks in boreal lakes in northern Québec». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 26, GB0E04.
- Ferland, M.E., Y. T. Prairie, C. Teodoru and P.A. del Giorgio. 2014. «Linking carbon sedimentation, burial efficiency and long-term accumulation in boreal lakes». *J. Geophys. Res.-Biogeosciences*, vol. 119, no 5, p. 836-847.
- Fenner, N. et C. Freeman. 2013. «Carbon preservation in humic lakes; a hierarchical regulatory pathway». *Global Change Biology*, vol. 19, no 3, 775-784.
- Flynn, W.W. 1968. «The determination of low levels of polonium-210 in environmental materials». *Analytica Chimica Acta*, vol. 43, no 2, p. 221-226.
- Forsberg, C. et R.C. Petersen. 1990. «A darkening of Swedish lakes due to increased humus inputs during the last 15 years». *Verh. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol.*, vol. 24, no XX, p. 289-292.
- Fortin, David. 2002. «Développement postglaciaire du marais riverain du lac Bromont et examen critique de la méthode de détection des changements de niveaux d'eau ». Mémoire présenté à la Faculté des arts et des sciences, Département de Géographie, Université de Montréal, Montréal, p. 0-63.
- Freeman, C., C.D Evans and D.T. Monteith. 2001. «Export of organic carbon from peat soils». *Nature*, vol. 412, no 6849 p. 785.
- Gälman, V., J. Rydberg, S.S. de-Luna., R. Bindler. et I. Renberg. 2008. «Carbon and nitrogen loss rates during aging of lake sediment: Changes over 27 years

- studied in varved lake sediment». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 53, no 3, p. 1076-1082.
- Gessner, M. O., B. Schieferstein, U. Müller, S. Barkmann et U. A. Lenfers. 1996. «A partial budget of primary organic carbon flows in the littoral zone of a hardwater lake». *Aquatic Botany*, vol 55, no 2, p. 93-105.
- Gilbert R. 2003. «Spatially irregular sedimentation in a small, morphologically complex lake: implications for paleoenvironmental studies». *J. of Paleolimnol.*, vol. 29, no 2, p. 209-220.
- Glew, J. R. et W. M. Last. 2001. «Sediment core collection and extrusion», In, in *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments/ Volume 1 – Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*, édité par W.M. Last and J.P. Smol, Kluwer Academic Publishers pp. 73-105, Dordrecht, The Netherlands.
- Gudasz, C., D. Bastviken, K. Streger, K. Premke, S. Sobek et L. J. Tranvik. 2010. «Temperature-controlled organic carbon mineralisation in lake sediments», *Nature*, vol. 466, no 7305, p. 478-481.
- Gudasz, C., D. Bastviken, K. Premke, K. Steger, et L.J. Tranvik. 2012. «Constrained microbial processing of allochthonous organic carbon in boreal lake sediments». *Limnol. and Oceanogr.*, vol. 57, no 1, p. 163.
- Haglund, A. L., P. Lantz, E.Törnblom et L. Tranvik. 2003. «Depth distribution of active bacteria and bacterial activity in lake sediment». *FEMS Microbiology Ecology*, vol. 46, no 1, p. 31-38.
- Håkanson, L. 1977. «Influence of wind, fetch and water depth on the distribution of sediment in lake Vanern, Sweden», *Can. J. Earth Sci.*, vol. 14, no 3, p. 397-412.
- Håkanson, L. 1982. «Lake bottom dynamics and morphometry: the dynamic ratio». *Water Res. Res.*, vol. 18, no 5, p.1444-1450.
- Hakanson L. et M. Jansson. 1983. «Principles of lake sedimentology». Springer, Berlin
- Hamilton-Taylor, J., Willis, M., et C.S. Reynolds. 1984. «Depositional fluxes of metals and phytoplankton in Windermere as measured by sediment traps». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 29, no 4, p. 695-710.

- Hanson, P. C., A.I. Pollard, D.L. Bade, K. Predick, S.R. Carpenter, et J.A. Foley. 2004. «A model of carbon evasion and sedimentation in temperate lakes». *Global Change Biol.*, vol. 10, no 8, p. 1285-1298.
- Harden, J. W., Mark, R. K., Sundquist, E. T. et R.F. Stallard. 1992. «Dynamics of soil carbon during deglaciation of the Laurentide ice sheet». *Science*, vol. 258, no 5090, 1921-1924.
- Hartnett H.E., R.G. Keil, J.I. Hedges et A.H. Devol. 1998. «Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments». *Nature*, vol. 391, no 6667, p. 572-574.
- Heathcote, A. J., et J.A. Downing. 2012. «Impacts of eutrophication on carbon burial in freshwater lakes in an intensively agricultural landscape». *Ecosystems*, vol. 15, no 1, p. 60-70.
- Heathcote, A. J., C.T. Filstrup et J.A. Downing. 2013. «Watershed Sediment Losses to Lakes Accelerating Despite Agricultural Soil Conservation Efforts». *PloS one*, 8(1), p. e53554.
- Heiri, O., A. F. Lotter et G. Lemcke. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results, *J. Paleolim.*, vol 25, no 1, p. 101-110.
- Ho, E. S., et P. A. Meyers. 1994. «Variability of early diagenesis in lake-sediments—evidence from the sedimentary geolipid record in an isolated tarn». *Chem. Geol.*, vol. 112, no 3, p. 309-324.
- Hobbs, W. O., Engstrom, D. R., S.P. Scottler, K.D. Zimmer et J.B. Cotner. «Estimating modern carbon burial rates in lakes using a single sediment sample». *Limnol. Oceanogr.: Methods*, vol. 11, p. 316-326.
- Hope, M.F., M.F. Billett et M.S. Cresser. 1994. «A review of the export of carbon in river water: Fluxes and processes». *Environmental Pollution*, vol. 84, p. 301-324.
- Imboden, D.M. 1973. «Limnologische Transport- und Nährstoffmodelle. Schweiz». *Z. Hydrol.*, vol. 35, no 1, p. 29-68.
- Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007. «Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change», édité par S. Solomon et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K

- Johansson, H., A. A. Brolin et L. Håkanson. 2007. «New approaches to the modelling of lake morphometry». *Environ. Modeling Ass.*, vol. 12, no 3, p. 213-228.
- Jonsson A., et M. Jansson (1997) «Sedimentation and mineralisation of organic carbon, nitrogen and phosphorus in a large humic lake, northern Sweden». *Arch. Hydrobiol.*, vol. 14, no 1, p. 45-65.
- Jonsson, A., M. Meili, A. Bergström, et M. Jansson. 2001. «Whole-lake mineralization of allochthonous and autochthonous organic carbon in a large humic lake (L. Örträsket, N. Sweden) », *Limnol. Oceanogr.*, vol. 46, no 7, p. 1691-1700.
- Jonsson A, J. Karlsson, M. Jansson. 2003. «Sources of carbon dioxide supersaturation in clearwater and humic lakes in northern Sweden». *Ecosystems*, vol. 6, p. 224-235
- Kastowski, M., M. Hinderer et A. Vescei. 2011. «Long term carbon burial in European lakes: analysis and estimates». *Global Biogeochem. Cycles*, vol 25, no3, GB3019.
- Karjalainen, P., P. Kortelainen, O. Sandman et M. Rantakari. 2000. «Influence of catchment factors on organic matter content in finnish lake sediments: A literature review». *Special Paper of the Geological Survey of Finland*, vol. 29, p. 71-82.
- Karlsson, J., M. Jansson et A. JONSSON. 2007. «Respiration of allochthonous organic carbon in unproductive forest lakes determined by the Keeling plot method». *Limnol. and oceanogr.*, vol. 52, no 2, p. 603-608.
- Kling, G. W., G. W. Kipphut et M. C. Miller. 1992. «The flux of CO₂ and CH₄ from lakes and rivers in arctic Alaska», *Hydrobiol.*, vol. 240, no 1-3, p.23-36.
- Kortelainen, P. 1993. «Content of total organic carbon in Finnish lakes and its relationship to catchment characteristics». *Can. J. Fish. and Aq. Sci.*, vol 50, no 7, p.1477-1483.
- Kortelainen, P., H. Pajunen, M. Rantakari et M. Saarnisto. 2004. «A large carbon pool and small sink in boreal Holocene lake sediments». *Global Change Biol.*, vol. 10, no 10, p. 1648-1653.
- Kortelainen, P., M. Rantakari, J.T. Huttunen, T. Mattsson, J. Alm., S. Juutinen et P.J. Martikainen. 2006. «Sediment respiration and lake trophic state are important

predictors of large CO₂ evasion from small boreal lakes». *Global Change Biol.*, vol. 12, no 8, p. 1554-1567.

Kortelainen, P., M. Ranrakari, H. Pajunen, et J.T. Huttunen. 2013. «Carbon evasion/accumulation ratio in boreal lakes is linked to nitrogen». *Glob. Biogeochem. Cycles*, vol. 27, no 2, p.363-374.

Lehman, J. T. 1975. «Reconstructing the rate of accumulation of lake sediment: the effect of sediment focusing». *Quaternary Res.*, vol. 5, no 4, p. 541-550.

Likens, G.E. et M.B. Davis. 1975. Post-glacial history of Mirror Lake and its watershed in New Hampshire, U.S.A. and its initial report. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol. Verh., vol. 19, p. 982-993.

Lindeman, R. L. 1942. «The trophic-dynamic aspect of ecology». *Ecology*, vol. 23, no 4, p. 399-417.

Livingstone, D. A. 1955. «Some pollen profiles from arctic Alaska». *Ecology*, vol. 36, no 4, p. 587-600.

Livingstone, D. M. et D. M. Imboden. 1996. «The prediction of hypolimnetic oxygen profiles: a plea for a deductive approach». *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, vol. 53, no 4, p. 924-932.

Mackay, E.B., I. D. Jones, A. M. Folkard et P. Barker. 2012. «Contribution of sediment focussing to heterogeneity of organic carbon and phosphorus burial in small lakes». vol 57, no 2, p 290-304.

Maerki M., B. Müller, C. Dinkel, et B. Wherli. 2009. «Mineralization pathways in lake sediments with different oxygen and organic carbon supply». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 54, no 2, p. 428-438.

Marchand, D., Y. T. Prairie, and P. A. del Giorgio. 2009. «Linking forest fires to lake metabolism and carbon dioxide emissions in the boreal region of Northern Québec». *Global Change Biol.*, vol. 15, no 12, p. 2861-2873.

Meyers, P. A. et R. Ishiwatari. 1993. «Lacustrine organic geochemistry—an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments». *Organic geochemistry*, vol. 20, no 7, p. 867-900.

Meyers P.A. 1994. «Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter». *Chem Geol*, vol. 114, no 3, p. 289-302.

- Molot, L.A. et P. J. Dillon. 1996. «Storage of terrestrial carbon in boreal lake sediments and evasion to the atmosphere». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 10, no 3, p. 483-492.
- Mulholland, P. J. et J.W. Elwood. 1982. «The role of lake and reservoir sediments as sinks in the perturbed global carbon cycle». *Tellus*, vol. 34, no 5, p. 490-495.
- Not, C., C. Hillaire-Marcel., B. Ghaleb, L. Polyak. et D. Darby. 2008. « ^{210}Pb ^{226}Ra ^{230}Th Systematics in very low sedimentation rate from the Mendeleev Ridge (Arctic ocean) ». *Can. J. of Earth Sci.*, vol. 45, no 11, p. 1207-1219.
- Odhambo, B.K., et S.K Boss. 2004. «Integrated echo sounder, GPS, and GIS for reservoir sedimentation studies: examples from two Arkansas lakes». *J Am. Water Resour. Assoc.*, vol. 40, p. 981-997.
- Oris, F., H. Asselin, W. Finsinger, C. Helly-Alleau, O. Blarquez, M-E. Ferland, Y. Bergeron, A. Ali. «Long term fire history in northern Quebec: Implications for the northern limit of commercial forest». *J Applied Ecology*, vol. 51, no 3, p. 675-683.
- Pace, M.L. et Y.T. Prairie. 2005. «Respiration in lakes». In *Respiration in aquatic ecosystems* édité par P.A. del Giorgio et P. J. L. Williams, Oxford university press. pp.103-122. USA.
- Pajunen, H. 2000. «Carbon in Finnish lake sediments». Espoo: Geol. survey of Finland.
- Pajunen, H. 2004. «Lake sediments as a store of dry matter and carbon». *Rep. Invest. Geol. Surv. Finl*, vol. 160, p.184-185.
- Paré, D., J. L. Banville, M. Garneau et Y. Bergeron. 2011. «Soil carbon stock and soil carbon quality in the Upland portion of boreal landscape, James Bay, Quebec». *Ecosystems*, vol. 14, no 4, p. 533-546.
- Prairie, Y.T. 2008. «Carboncentric limnology: looking back, looking forward». *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, vol. 65, no 3, p. 543-548.
- Prairie, Y.T., P.A. del Giorgio and M-E. Ferland. in prep. «Modeling the accumulation of sediments in lakes of different shapes».
- Punning, J. M., J.F. Boyle, J. Terasmaa, T. Vaasma et A. Mikomägi. 2007. «Changes

- in lake-sediment structure and composition caused by human impact: repeated studies of Lake Martiska, Estonia». *The Holocene*, vol. 17 no 1, p. 145-151.
- Punning, J. M., T. Alliksaar, J. Terasmaa et S. Jevrejeva. 2004. «Recent patterns of sediment accumulation in a small closed eutrophic lake revealed by the sediment records». *Hydrobiologia*, vol. 529 no 1-3, p. 71-81.
- Rapalee, G., S.E. Trumbore, E.A. Davidson, Eri, J.W. Harden et H. Veldhuis. 1998. Soil Carbon Stocks and Their Rates of Accumulation and Loss in a Boreal Forest Landscape». *Global Biogeochem. Cycles*, vol.12, no 4, p.687-701.
- Rasmussen, J. B, L. Godbout et M. Schallenberg. 1989. «The humic content of lake water and its relationship to watershed and lake morphometry», *Limnol. Oceanogr.*, vol. 34, no 7, p.1336-1343.
- Ritchie, J. 1989. «Carbon content of sediments of small reservoirs». *Water Resources Bulletin*, vol. 25, no 2, p. 301-308.
- Rowan, D. J., J. Kalff et J. B. Rasmussen. 1992. «Estimating the mud deposition depth in lakes from wave theory». *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, vol. 49, no 12, p. 2490-2497.
- Rosén, P. 2005. «Total organic carbon (TOC) of lake water during the Holocene inferred from lake sediment and near-infrared spectroscopy (NIRS) in eight lakes from northern Sweden». *Biogeochem.*, vol. 76, p. 503-516.
- Rippey, B, N. J. Anderson, I. Renberg et T. Korsman. 2008. «The accuracy of methods used to estimate the whole-lake accumulation rate of organic carbon, major cations, phosphorus and heavy metals in sediment». *J. Paleolimnol.*, vol. 39, no 1, p. 83-99.
- Roehm, C. L., Y. T. Prairie, et P. A. del Giorgio. 2009. «The $p\text{CO}_2$ dynamics in lakes in the boreal region of northern Québec, Canada». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 23, no 3, GB3013.
- Schindler, D. W., P.J. Curtis, S.E. Bayley, B.R. Parker, K.G. Beaty et M.P. Stainton. 1997. «Climate-induced changes in the dissolved organic carbon budgets of boreal lakes». *Biogeochemistry*, vol. 36, no 1, p. 9-28.
- Schlesinger, W. H. 1990. «Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils». *Nature*, vol. 348, no 6298, p. 232-234.
- Simon, M., H. P. Grossart, B. Schweitzer et H. Ploug. 2002. «Microbial ecology of

- organic aggregates in aquatic ecosystems». *Aquatic Microbial Ecology*, vol. 28, no 2, p. 175-211.
- Sobek S., G. Algesten, A. K. Bergstrom, M. Jansson et L. J. Tranvik. 2003. «The catchment and climate regulation of pCO₂ in boreal lakes». *Global Change Biol.*, vol. 9, no 4, p. 630-641.
- Sobek, S., L.J. Tranvik et J.J. Cole. (2005). Temperature independence of carbon dioxide supersaturation in global lakes. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(2).
- Sobek, S., B. Söderbäck, S. Karlsson, E. Andersson, et A.K. Brunberg. 2006. «A carbon budget of a small humic lake: An example of the importance of lakes for organic matter cycling in boreal catchments». *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, vol. 35 no 8, p. 469-475.
- Sobek, S., L. J. Tranvik, Y. T. Prairie, P. Kortelainen et J. J. Cole. 2007. «Patterns and regulation of dissolved organic carbon: an analysis of 7500 widely distributed lakes». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 52, no 3, p. 1208-1219.
- Sobek S, E. R. Durisch-Kaiser, N. Zurbrügg, M. Wongfun, N. Wessels, B. Pasche et B. Wehrli. 2009. «Organic carbon burial efficiency in lake sediments controlled by oxygen exposure time and sediment source». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 54, no 6, p. 2243-2254.
- Sobek, S., R. Zurbrügg et I. Ostrovsky. 2011. «The burial efficiency of organic carbon in the sediments of Lake Kinneret». *Aquat. Sci.*, vol. 73, no 3, p. 355-364.
- Sorgente, D., M. Frignani, L. Langogone et M. Ravaiolo. 1999. «Chronology of marine sediments- interpretation of activity-depth profiles of 210Pb – another radioactive tracers – Part 1». *Technical report no. 5,4* Consiglio nazionale delle ricerche istituto per la geologia marina bologna. Bologna.
- Squires, M. M., D. Mazzucchi et K.J. Devito. 2006. «Carbon burial and infill rates in small Western Boreal lakes: physical factors affecting carbon storage». *Can. J. Fish. and Aquatic Sci.*, vol. 63, no 4, p. 711-720.
- Stallard, R. F. 1998. «Terrestrial sedimentation and the carbon cycle: coupling weathering and erosion to carbon burial», *Glob. Biogeochem. Cycles*, vol. 12, no 2, p. 231-257.
- Stuvier, M. et H. A. Polach. 1977. «Discussion reporting of ¹⁴C data». *Radiocarbon*, vol. 19, no 3, p. 355-363.

- Swain, E., D. Engstrom, M. Brigham, T. Henning et P. Brezonik. 1992. «Increasing rates of atmospheric mercury deposition in microcontinental North America». *Science*, vol 257, p. 784-787.
- Sweerts, J. P. R., M.J. Bar-Gilissen, A.A. Cornelese et T.E. Cappenberg. 1991. «Oxygen-consuming processes at the profundal and littoral sediment-water interface of a small meso-eutrophic lake (Lake Vechten, The Netherlands) ». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 36, no 6, p. 1124-1133.
- Teisserenc, R., M. Lucotte et S. Houet. 2010. Terrestrial organic matter as tracers of Hg in lake sediments. *Biogeochemistry*, vol. 103, no 1-3, p. 235-244.
- Tegowski, J. 2005. «Acoustical classification of the bottom sediments in the southern Baltic Sea». *Quat Int.*, vol 130, no 1, p. 153-161
- Teodoru C. R., P. del Giorgio, Y. T. Prairie et M. Camiré. 2009. «pCO₂ dynamics in boreal streams of northern Quebec, Canada». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 23, no 2, GB2012.
- Teodoru C.R., P. del Giorgio et Y.T. Prairie. 2010. «Spatial heterogeneity of surface CO₂ fluxes in a newly created Eastmain-1 reservoir in northern Quebec, Canada. *Ecosystems*, vol. 14, no 1, p. 28-46.
- Teodoru, C. R., J. Bastien, M.-C. Bonneville, P.A. del Giorgio, M. Demarty, M. Garneau, J.-F. Hélie, L. Pelletier, Y. T. Prairie, N. T. Roulet, I. B. Strachan, et A. Tremblay. (2012a). «The net carbon footprint of the boreal Eastmain-1 reservoir». *Global Biogeochem. Cycles*, vol.26, GB2016.
- Teodoru, C. R., P.A. del Giorgio, Y.T. Prairie et A. St-Pierre. 2012b. «Depositional fluxes and sources of particulate carbon and nitrogen in natural lakes and a young boreal reservoir in Northern Québec». *Biogeochemistry*, vol. 103, no 1-3, p. 1-17.
- Teranes, J. L. et S.M. Bernasconi. 2000. «The record of nitrate utilization and productivity limitation provided by d15N values in lake organic matter—a study of sediment trap and core sediments from Baldeggersee, Switzerland». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 45, no 4, p. 801-813.
- Tranvik, L. J., J. A. Downing, J. B. Cotner, S. A. Loiselle, R. G. Striegl, T. J. Ballatore, P. Dillon, K. Finlay, K. Fortino, L. B. Knoll, P. L. Kortelainen, T. Kutser, S. Larsen, I. Laurion, D. M. Leech, Leigh McCallister, D.M. McKnight, J. M Melack, E. Overholt, J. A. Porter, Y. Prairie, W. H. Renwich,

- F. Roland, B. S. Sherman, D. W. Schindler, S. Sobek, A. Tremblay, M. J. Vanni, A. M. Verschoor, E. von Wachenfeldt and G. A. Weyhenmeyer. 2009. «Lakes and impoundments as regulators of carbon cycling and climate». *Limnol. Oceanogr.*, vol. 54, no 6 part 2, p. 2298–2314.
- Trumbore, S. E. et J. W. Harden. 1997. «Accumulation and turnover of carbon in organic and mineral soils of the BOREAS northern study area». *J. Geophysical Res.-Atm.*, vol. 102, p.28817-28830.
- Van Bellen, S., P.-L. Dallaire, M. Garneau et Y. Bergeron. 2011. «Quantifying spatial and temporal Holocene carbon accumulation in ombrotrophic peatlands of the Eastmain region, Quebec, Canada». *Global Biogeochem. Cycles*, vol. 25, no 2, GB2016.
- von Wachenfeldt, E. et L. J. Tranvik. 2008. «Sedimentation in boreal lakes: the role of flocculation of allochthonous dissolved organic matter in water column», *Ecosystems*, vol. 11, no 5, p. 803-814.
- von Wachenfeldt, E., S. Sobek, D. Bastviken, et L.J. Tranvik. 2008. «Linking allochthonous dissolved organic matter and boreal lake sediment carbon sequestration: The role of light-mediated flocculation». *Limnol. and Oceanogr.*, vol. 53, no 6, p. 2416-2426.
- Wetzel, R. G. 1975. *Limnology*. W. B. Saunders Company, Philadelphia, 743 pp.
- Wetzel, R. G. 2001. *Limnology*. Elsevier Academic press. London. 1006 pp.